U.D.C. 55 (05)

地質調査所月報

第 17 巻　第 10 号

工業技術院 昭和 41.12.15 図書室

目　次

報　文

丸山修司，小野寺公児，堀本健次，河内英幸，向井清人，石橋嘉一，後藤進，
中川忠夫，佐々木雅一，青木市太郎：東京湾口・君津湾南半部の
海底新期（表層）堆積物と海底砂鉄（第2報）
——君津湾内新期堆積物について——
付．主要な調査技術の概況について…… 1 (603)

概　報

秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について（その1）（矢崎・影山・宮下・鈴木）

秋田県十和田町付近における地震探査について
——北鹿地帯における地震探査　第1報——（平沢）

秋田県大館西方における地震探査について
——北鹿地帯における地震探査　第2報——（市川）

資　料

地質調査所における石炭調査研究の概要(昭和35年—40年)（徳永）

坑井のガンマ-ガンマ検層理論について（鹿島訳）

講演要旨

節理の成因と節理系調査の意義（星野）

ドイツ連邦地質調査所における一年を顧みて（神戸）

工業技術院地質調査所

昭和 41 年 10 月

Ichikawa, K.

秋田県大館西方における地震探査について
——北鹿地帯における地震探査　第2報——

市川金徳

地質調査所月報，Vol. 17, No. 10, p.642～654，1966

4 illus., 6 pl., 8 tab.

今回の地震探査の結果，地下構造解明に主要な意義を有する基盤岩の上限構造，深度，およびその上位に累重されている各速度層の状態を明らかにし，ほぼ所期の目的を達成した。

（地震探査の実施は，株式会社応用地質調査事務所が行なった。）

551.24：550.834(521.14)

Tokunaga, S.

地質調査所における石炭調査研究の概要（昭和35年—40年）

徳永重元

地質調査所月報，Vol. 17, No. 10, p. 655～661，1966

8 tab.

石炭課における事業内容紹介第2回として昭和35年から40年にわたる間の事業内容を紹介した。事業の推移と調査研究の内容とを略述し，部外者および関係者の参考に供し，また将来計画における基礎資料とする。

061.6：553.94(52)"1960—1965"

Dyad'kin, I. G.
tr. Kashima, M.

坑井のガンマ-ガンマ検層理論について

I. G. Dyad'kin　鹿島光雄訳

地質調査所月報，Vol. 17, No. 10, p. 662～669，1966

2 illus.

ガンマ-ガンマ検層について，これを理論的に解明するために，ガンマ線源によって地層を照射した場合の各点における，ガンマ線強度と地層密度との問題を取扱っている。このため吸収媒体に拡散方程式を適用してその解を求めている。探査域の大きさ，坑井の半径，坑井水の密度と地層密度との比などをパラメーターとした密度測定の感度について結論を述べている。

550.83

東京湾口・君津湾南半部の海底新期(表層)堆積物と海底砂鉄　第2報
——君津湾内新期堆積物について——
Maruyama, S. et al.

丸山修司他9名

地質調査所月報，Vol. 17, No. 10, p. 603～623, 1966
16 illus., 4 tab.

極浅海海域の海底地質調査技術の育成と海底新期（表層）堆積物の検討を主眼として実施された。
本調査研究の結果，海況の隠やかな内湾においては海底地形，海底表面部試料採取，海況（底層流測定）等の調査技術は一応目的を果し得る段階となっており，君津湾内の海底地形，海底新期堆積物，海底砂鉄等の各特性および相互の関連性について明らかにすることができ，堆積物と波浪の関連性についての検討も進められている。なお，今回とくに技術面の重点とされた海底観察法と海上試錐法については，それぞれの現況とその見透しについて検討がなされている。

551.351：553.317(521.29)

秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について　（その1）
Yazaki, K.
Kageyama, K.
Miyashita, M.
Suzuki, Y.

矢崎清貫・影山邦夫・宮下美智夫・鈴木尉元

地質調査所月報，Vol. 17, No. 10, p. 624～632, 1966
8 illus., 4 tab.

鹿角郡八幡平村付近に分布する新第三紀層の層序は，下位から兄川層・穴内沢層湯瀬含礫凝灰岩層・兄川含化石層・兄畑熔結凝灰岩層ならびに谷内層からなる。兄川層は，浅近海性の堆積相を示し植物化石を産する。この地層は，上位の穴内沢層と大部分の所で不整合関係を示している。この不整合は，東北脊梁地域の特異な地質関係を暗示するとともに注目に値する。

551.782(521.14)

秋田県十和田町付近における地震探査について
——北鹿地帯における地震探査　第1報——
Hirasawa, K.

平沢　清

地質調査所月報，Vol. 17, No. 10, p. 633～641，1966
6 illus., 2 tab.

鹿角郡十和田町大湯から大館市十二所町に至る大湯川・米代川流域に，第1・第2の2測線を設定し，屈折法地震探査を実施した。調査は本地域の地質構造解明に重要な意義を有する基盤岩類の深度および構造把握を目的として実施され，ほぼ所期の目的を達成した。両測線とも3つの速度層に分類され，基盤岩類と考えられる第3速度層の分布を明らかにし，重力探査・GSM-2 号試錐との関連についても検討した。（地震探査実施機関：株式会社応用地質調査事務所）

551.24：550.834.3(521.14)

昭和 41.12.15 図書

報　　文

551. 351 : 553. 317 (521. 29)

東京湾口・君津湾南半部の海底新期（表層）堆積物と海底砂鉄（第2報）

——君津湾内新期堆積物について——

付．主要な調査技術の概況について

丸山修司*　小野寺公児**　堀本健次**　河内英幸**　向井清人**　石橋嘉一**
後藤　進**　中川忠夫**　佐々木雅一**　青木市太郎**

On the Geology of the Uppermost Kayers of Recent Sediments and Iron Sand in the Southern Half of Kimitsu Bay, the Mouth of Tokyo Bay

By

Shiyūji Maruyama, Kōji Onodera, Kenji Horimoto, Hideyuki Kawachi,
Kiyoto Mukai, Kaichi Ishibashi, Susumu Goto, Tadao
Nakagawa, Masakazu Sasaki & Ichitarō Aoki

Abstract

This work was carried out as a part of the research project for geology of the shelf, especially for the purpose of establishing the technics for researching submarine geology of the very shallow sea.

In this report, the recent sediments distributed in Kimitsu bay near the mouth of Tokyo bay are described together with topography, waves, swells and tidal currents.

The following results are obtained.

(1) On the bottom of Kimitsu bay, there are four flat planes, that is, −10, −15, −21 and −26 meters under sea level. Each plane becomes lower and smaller from north to southwest, and the existence of a plane with −40 meters level is expected in the southern part, the mouth of the bay.

(2) The uppermost layers of the recent sediments are composed of medium to fine-grained sands, and their grain size is the smallest on the north high plane and becomes larger to the southern lower planes.

(3) The average content of iron sands of the surface is about 3 per cent, and ranges up to 23 per cent at maximum. But, the content of iron sand of the uppermost layers has a tendency to show a higher value than that of the sediments from several tens cm in thickness below the surface.

(4) The grain size of iron sands is about a half as that of the associated general sediments, and the iron sands are chiefly composed of magnetite grains.

要　旨

本調査研究は大陸棚地質調査研究の一環として取り上げられ，極浅海海域の海底地質調査技術の育成・確立と海底新期（表層）堆積物についての検討を実施したものである。

本調査研究の結果，技術面については海況の穏やかな内湾において，一応海底地質調査研究を実施することができる見通しが付いたが，いまだ各技術間には技術水準上の差が残っている。

地質に関しては，本海域の海底地形・海底新期堆積物について，それぞれの特性と相互の関連性について明らかにすることができ，堆積物と波浪の関係についても検討を進めることができた。

今後は，海上試錐と海底観察の育成を図るとともに各技術の目標到達を急ぎ，地質に関しても，さらに詳細な検討を加えるとともに，海底基盤地質の検討を加え，調査研究対象の拡大に勉めたい。

* 鉱床部
** 技術部

まえがき

最近の産業の発展と技術の進歩はとくにめざましく，臨海地域の土地造成・海底トンネル・渡海橋梁・海底鉱

物資源開発等，沿岸地域および海域において各種の事業が実施されている。

地質調査所では，昭和37年から大陸棚地域の地質調査研究に着手し，海底地質調査研究に適応した各種調査技術の育成・確立に勉めることとなった。

本調査研究は上記大陸棚地質調査研究の一環として，極浅海海域（水深約30m以浅注1)）の海底新期堆積物を対象とし，表層および柱状（垂直）試料採取法・海水流動（とくに底層流）資料掌握法・海底観察法・海底地形解析法・海上位置決定法等の地質鉱床調査研究に必要な技術面の検討を主眼として実施し，あわせて得られた資料を総合的に検討して海底砂鉄の堆積状況とその環境条件の解明に勉めたものである。

実施海域は初年度（37年度）に実施した海域の南接海域に当たる。

実施に際しての研究分担は第1表であり，本報告はこれらの各担当者の調査研究概要を総括したもので，各担当ごとの詳細は別に改めて報告する。

第 1 表

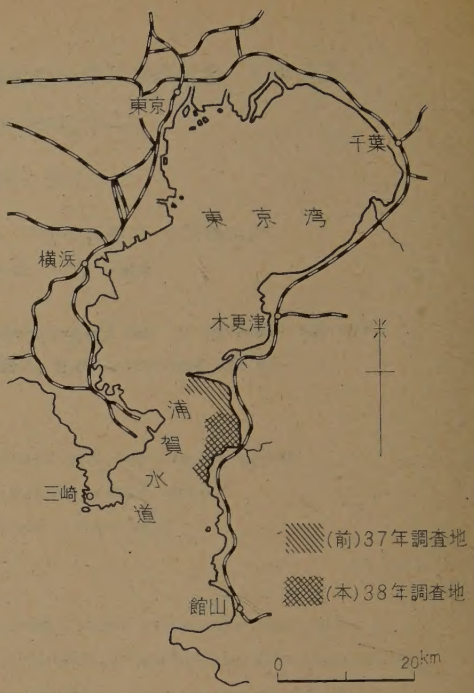
項目	担当者
総括	丸山修司
海上位置測定法の検討	向井清人・石橋嘉一・佐々木雅一
海底地形特性	石橋嘉一・堀本健次・佐々木雅一
海底観察法	堀本健次・小野寺公児
海水流動と堆積環境	小野寺公児・向井清人
海浜地形特性	向井清人・小野寺公児
海底柱状試料採取法	河内英幸・後藤進・中川忠夫・青木市太郎
海底堆積物の検討	丸山修司・堀本健次
資料作成，整理	吉田則子

1. 調査研究海域

本調査研究を実施した海域は，東京湾口・浦賀水道の東側に，北を富津岬，南を鋸山山塊とに抱かれて西面し，広い湾口部をもつ君津湾の南半部海面で，千葉県君津郡大佐和・天羽両町の西側海面に当たる。本海域の北隣海面（君津湾北半部）は前年度（37年）に調査研究を実施した[1)]（第1図参照）。

本海域の範囲は，君津湾中央部に流出する染川川口を北限とし，南限は君津湾外南隣の金谷港で，その間 NS 方向に約10km，海岸線から沖（西方）への距離は標高（－）30mを限度とし，北限染川川口付近では沖へ約6km，南限金谷港付近では沖へ約3kmの間で，総面積は約 45km² となる。

注1） 現段階における目標



第1図 位置図

2. 実施概要

現地での実施概況を示すと第2表となり，前年度との相違点は，運営面では海底地形概況掌握作業を早期に実施したことであり，実施項目面では海底観察法の検討・海水流動状況（とくに底層流）の掌握および海浜地形特長の検討等をあらたに取り上げたことがあげられる。（第2表参照）

海底地形概況掌握を早期に実施した理由は，海底地形概況から地質概況の予知につとめ，その後に実施する海底表層試料採取および海況（底層流）等の調査を有効適切に導くことにあった。今回実施した結果によれば地形とともにスパーカーまたはソノプローブ程度の物理探査を併用実施するとさらに有効となるので，その導入を考えている。

海底観察法については海底の地質状況をもっとも適確に把握できるという意味で，今回とくに実験的な調査を実施したものであり，海水流動状況の掌握は海底堆積物とその機構の解明上に欠くことのできない事項で，とくに底層流の既存資料が乏しい現況から実施したものである。海浜地形特性の検討は，海浜の地形特長と堆積物を調べて，その前面海底の地形・堆積物および海況との関連性を求めるもので，海水流動状況とともに，今後，沿岸部の堆積と侵食の諸機構を検討するための基礎資料蓄

積を目的とした。

3. 沿岸（陸上）地帯の地形・地質概要

本海域の沿岸陸上地帯（海岸から4～5km の範囲）は，その中央を西流する湊川に沿って存在する黒滝不整合を境として南・北両地域の地形・地質に大きな相違が認められる（第2図参照）。

湊川以北には標高70～80mの丘陵地形が拡がり，洪積～鮮新統に属する固結度の低い砂質礫（岩）層・含礫砂（岩）層・砂（岩）層・砂質泥（岩）層等がほぼ東西方向を軸とする緩やかな褶曲構造を示して分布する。これらの（岩）層中の礫は古期岩礫（珪岩質円礫）が主体となり，直径は数 cm で，ときに10数 cm のものを含む。

一方，湊川以南は鋸山山塊の北方延長部に相当し，標高 150m内外の小山塊が直接海岸線にせまり，背後にはさらに高い山々が連なる。地質は鮮新～中新統に属する複輝石安山岩質の火山礫疑灰岩層・凝灰角礫岩層および凝灰質泥岩層の諸岩層からなり，海岸線とほぼ同方向の走向を示し，海側に傾斜して分布する。

なお，萩生（湊川川口から西南西約 8 km）付近に分布する火山礫疑灰岩層には淘汰作用を受けた様相が認められ，その一部には砂鉄の濃集した厚さ数mmのレンズ状砂鉄薄層が多数介在する。

4. 海浜の地形

本海域の海岸線は，その方向性から，

(A) 北限染川川口から本地域の中央，湊川川口に至る約 4km の間（方向性ほぼ南北）

(B) 湊川川口から南西方，萩生に至る約 5km の間。（方向性 N60°E）

(C) 萩生から本海域の南限，金谷港に至る約 4km の間。（方向性ほぼ南北）

と3区分できる。

上記A海浜は君津湾内の海浜で，高さ8～25mの洪積統段丘崖の前面に幅20～30m，海浜傾斜4度内外の砂浜が連なるもので，崖の直下には崩壊土砂礫が散在する。湊川川口付近では延長約 800mの間だけが幅 200m内外と幅広い砂浜となっている。

B海浜は湾内から湾口部へ移化する海岸で，C海浜は君津湾から外南方に延長している海岸であるが，両者とも，第三系の各種岩層からなる標高数mの波食台と干満の際に出没する岩礁地帯からなる。これらの間には小さな入江が点在し，半月形の小さな砂浜を形成している。

本海域の海浜，とくに砂浜地帯で気の付いた特異地形を述べるとA海浜（染川～湊川間）地区でみられた(イ)河道の南への移動と(ロ)突堤の南側への砂の堆積の2点がある。河道の移動は38年6月当時に各河川は砂浜地帯で河道を北方に取り，数10m北偏して海中に流入していたが，4カ月後の10月にはこのような河道の偏向性が消え，とくにジャシャン川は砂浜地帯をほとんど真直に横切って海に流入し，4カ月の期間で河口が南方に65mも移動したことが確かめられた。突堤の南側への着砂は染川一笹毛間の汀線に設置された2つの突堤で認められた現象で，南側の砂の堆積が北側のそれよりも約1m高く，突堤沿いの延長も北側より約10m海側に延び，汀線部傾斜は約10度と北側のほぼ2倍の急傾斜を示す。

これら，川道の南方への移動と突堤の南側への着砂の2現象は相反する現象[7]であり，これらの現象と夏～秋季の本海域の波浪の卓越性（夏にはSWが卓越するが秋に入るに従ってNWからのものが優勢化する）との関係を考えて，いまのところはっきりしたことをいえない状況にあるが，本期間中の8月初旬には最大風速 18m/sec の北西強風があり，同じ月の上～中旬にあった豪雨等[8]がこれらの現象の大きな要因と考えられる。

これらの海岸における局地的な変化については，さらに精しい検討が待たれる。

5. 海底地形

本海域の海底地形は日本無線株式会社製 NTA-101A 型音響測深機を使い，六分儀による眼視位置測定法で，測線長約 220km[注2]の測深結果に基づいて第4図の海底地形を作成した[注3]。

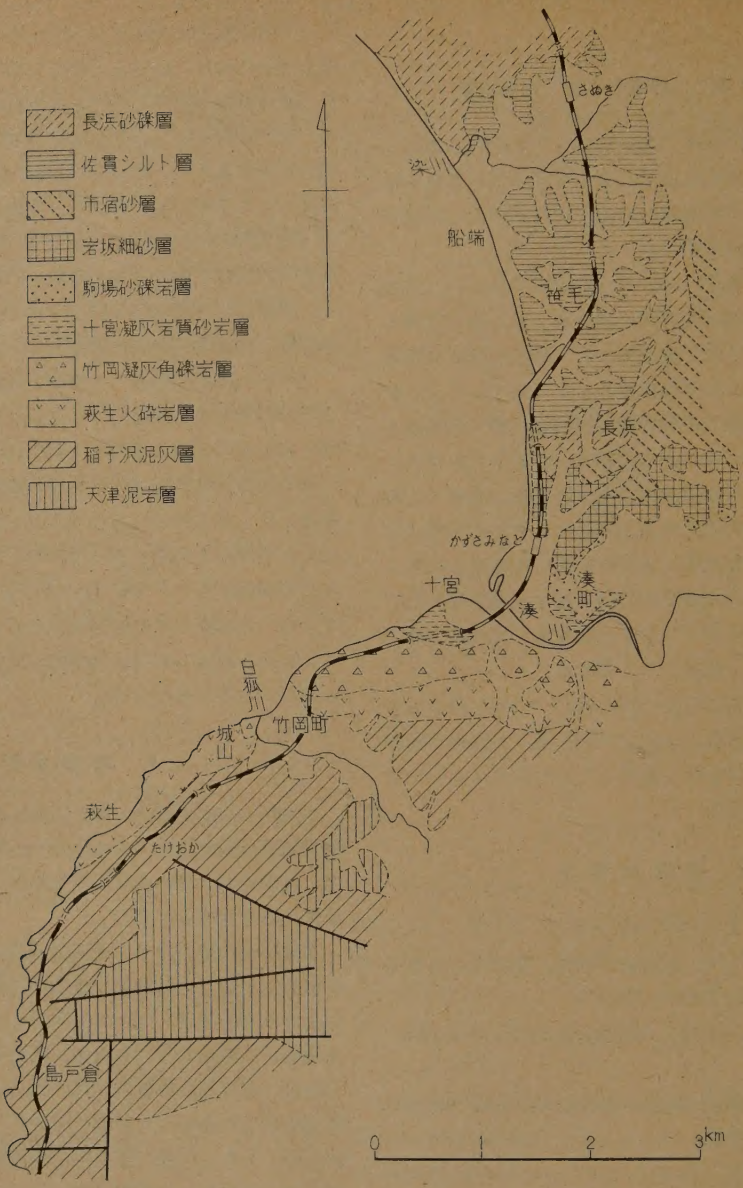
本地形図の特長は，一般海図が船舶航行上に適応する記載方法を取り，基準面は最低低位潮面（基本水準面）により水深を表示しているのに対して，本地形図では陸上地形との関係をつけるため，基準面を一般陸上地形図と同様に東京湾中等潮位（平均水面）とし，地形表現も地質調査研究に適応した形態を取るように勉めている。これらのことから今後，本文中の水深表示は水深何mとせず，マイナス何mと表現する。

本海域の海底地形は浦賀水道（深さ（－）80m以上）の東側に直接する海底平坦面からなり，ほぼ－10m，－15m，－21m，－26m等の面が北北東から南南西へ階段状に分布する。

－10m平坦面は一番規模の大きい面で，前年度に調査研究を実施した北隣海域から広く発達し，その南方延長部が本海域の北部から北東部に広がるものである。－15m面は前記－10m面の前面に帯状に分布する平坦面で，これら－10m，－15mの両平坦面が君津湾内全域をしめ

注2）測深実施測線図第3図参照。

注3）調査方法および地形図作成法については文献(1)参照。

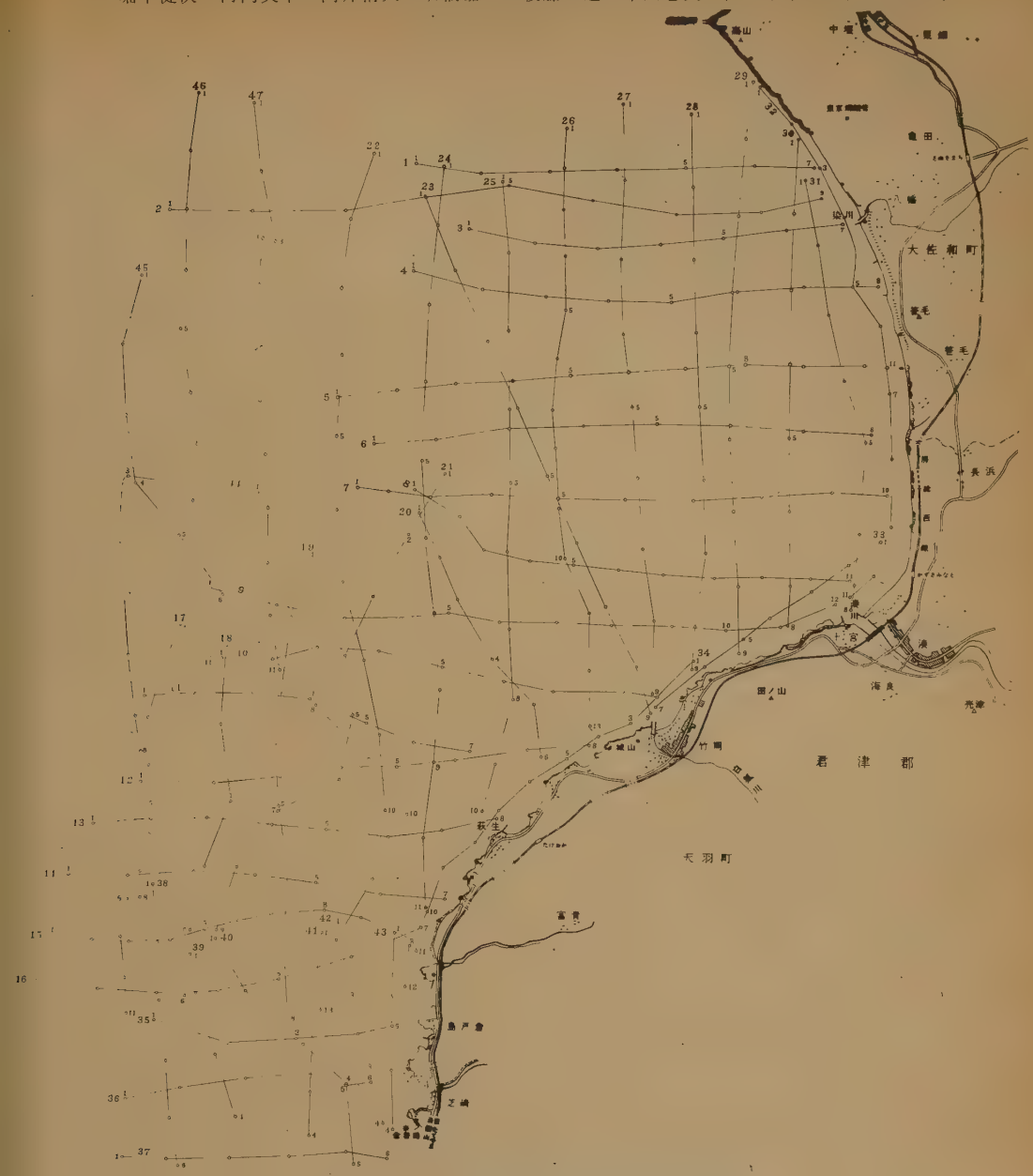


第 2 図　千葉県君津湾沿岸部地質図（参考文献(2)(3)(4)(5)から編図(小野寺)

第 2 表　現地作業実施概況一覧表（38 年度）

実施時期	主題	参加人員	延日数	記
5 月 上 旬	海底地形概況掌握	3 名	35日	設標作業期間 5 日を含む
10 月 下 旬 ～ 11 月 上 旬	海底表層部試料採取と処理	6 名	78日	
	海底地形特性	3 名	13日	
	海水流動状況	2 名	14日	
	海浜地形特性	3 名	11日	
	海底地質観察技術	3 名	9日	
11月中～下旬	海底柱状試料採取と処理	6 名	81日	

総延日数　241日間



第 3 図　千葉県磯根岬南部海域海底地形測線図

ている。

−21m・−26mの両平坦面は上記湾内平坦面の南西方外縁部に狭く，小規模に階段状を呈するもので，これらの外縁にはさらに−40mの平坦面の存在も予想される。

本海域の海底谷としては，本海域の南限沿いに，北西部から南行し，中部が西折して域外に抜ける浦賀水道の存在が目立つ。この海底谷の東側斜面は最大傾斜5度，平均傾斜は2度内外となる。次に，本海域の中央部にSSW～NNE 方向に延びる小規模な海底小谷がある。この谷の形態は−25m以深では明瞭であったが，−25m以浅からは急激に不鮮明な状態となる。

6. 海底地質

海底地質は大別して海底基盤岩層と，その上に堆積した海底新期（表層）堆積物とに区分することができるが，本調査研究の対象は海底新期（表層）堆積物が主体となる。

今回の海底表面部試料の採取法は前年度と同じ方法[1]により，379地点で海底表面部厚さ約1cm 程度の堆積物の試料採取を行なった（第5図参照）。海上試錐法（後記）による柱状試料採取は前記表面部試料中の砂鉄含有量の高い地点，7地点で採取を行ない，（第5図参照）

第 4 図　千葉県磯根岬南部海域浅海底地形図

採取した柱状試料は粒径差・色調等から上・下または上・中・下と区分し，海底表面部試料と同様に各種の検討資料とした。

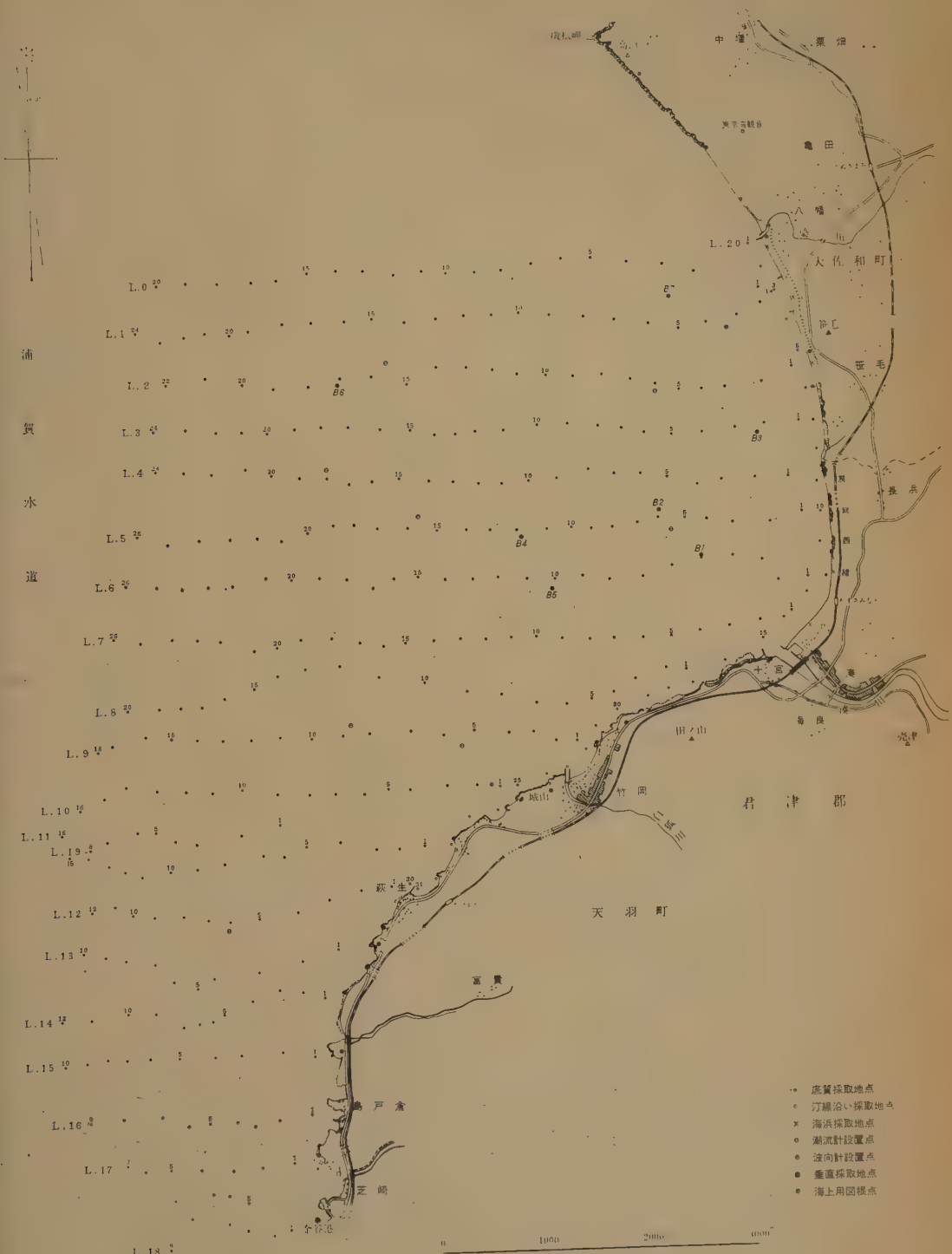
今回の粒度分析は得られた全試料についておのおの 400 g 内外を使い，乾式処理で φ 0・1.0・1.5・2.0・2.5・ 3.0・ 3.5・残と 8 区分し，Douglas, L. Inman の方法[9]により堆積物全体と砂鉄砂のみとの両者について中央値・淘汰度・最瀕値粒径等を求めた。

第 6・7 図の両者は各地点における粒度分析検討上の算定基礎数値となる ϕ_{16}・ϕ_{50}・ϕ_{84} 数値を堆積物および砂鉄砂について記載したもので，無記載の地点は採取試料が 150 g 以下の地点と岩片および岩片上に付着した海藻等が採取された地点であり，数回の採取作業によっても何物も採取できなかった数地点が含まれる。

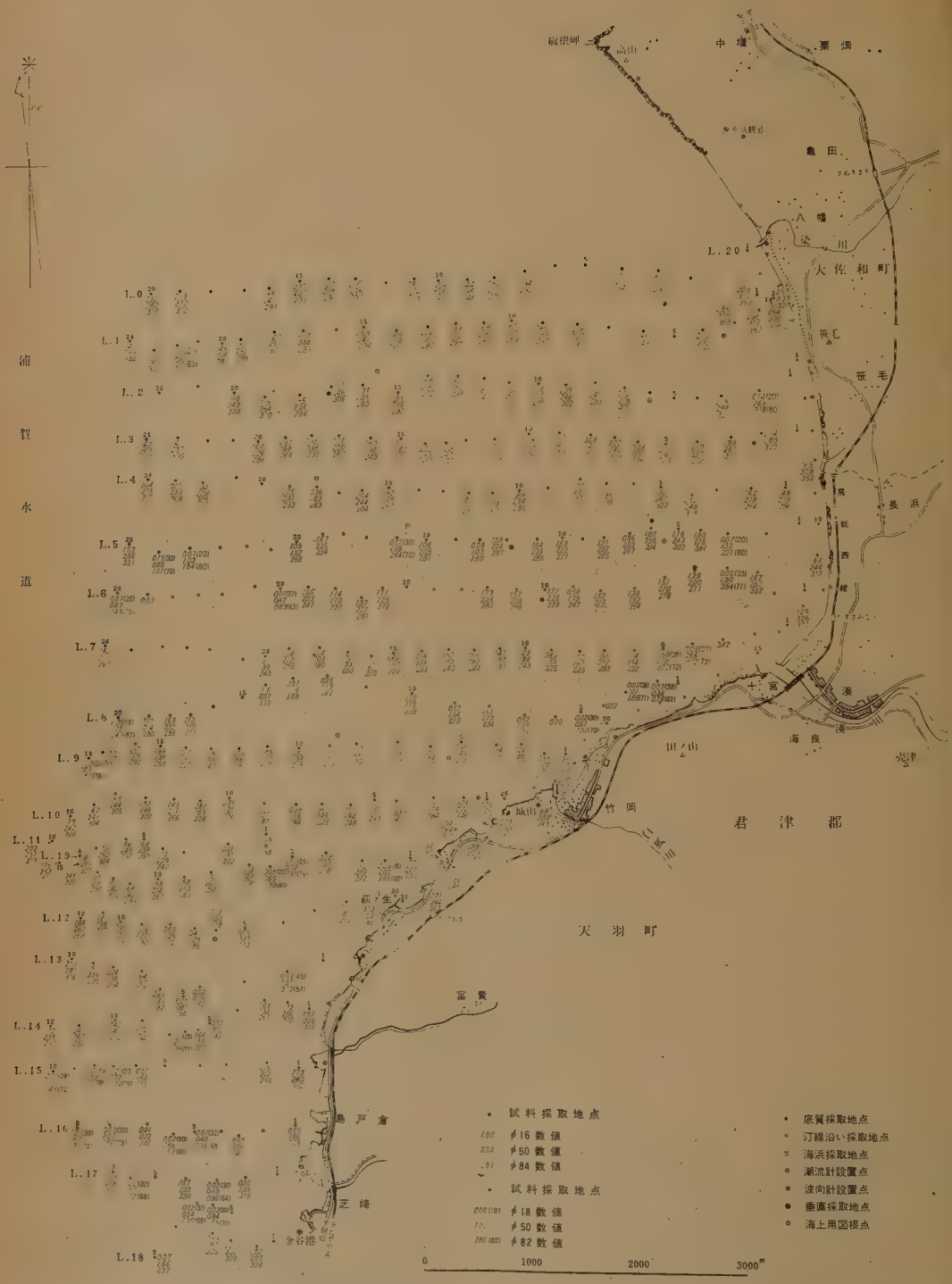
6.1 粒度分布

第 8 図は上記第 6 図中の ϕ_{50}（中央値）に地形と堆積可能性を加味し，本海域の粒度分布概況を図示したものであり，露岩および一応露岩と思われる地区については採取された岩片，海藻および付近での採取試料の状況によって記載した。

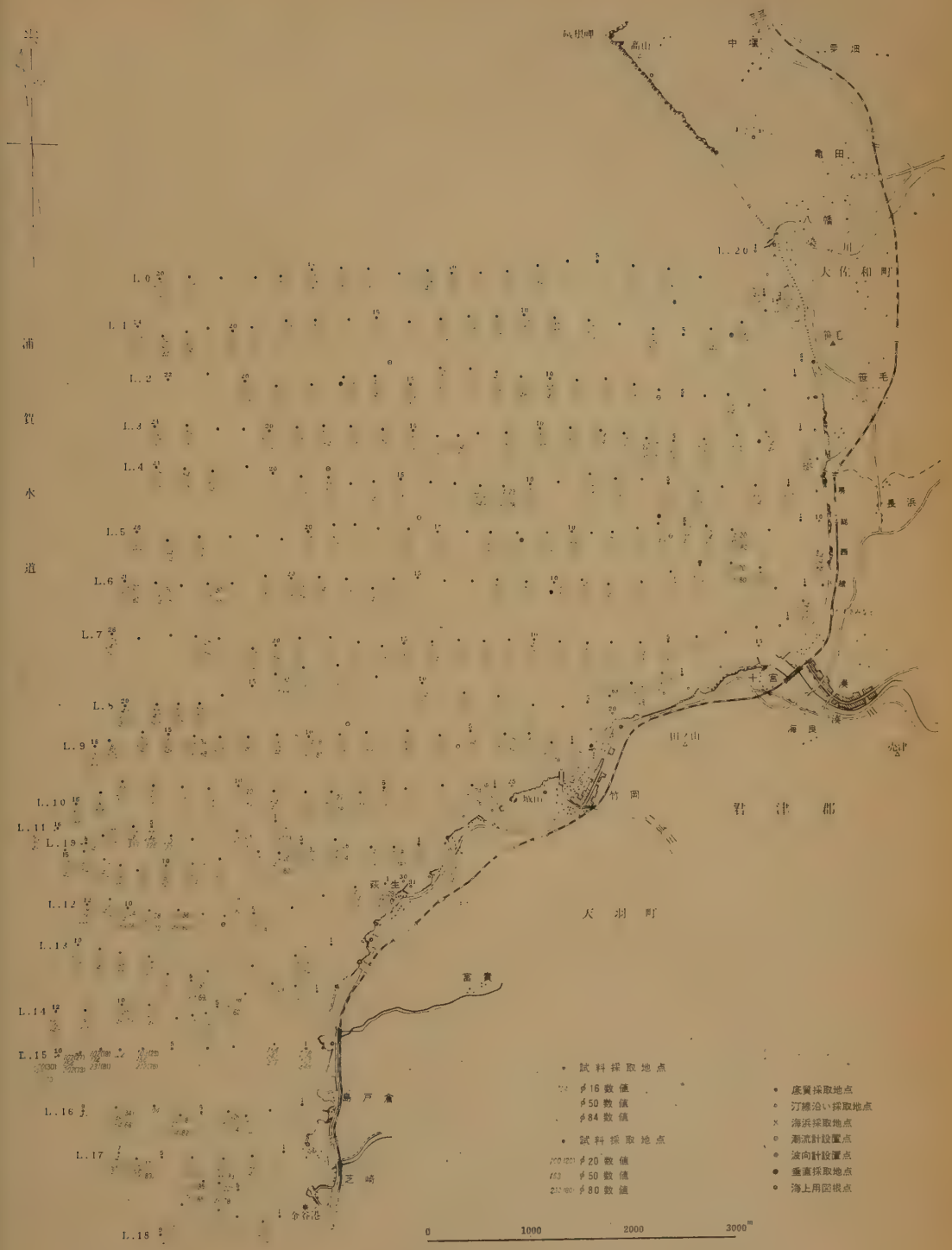
本図によれば，本海域の露岩地区は平坦面の縁辺部（平坦面から下位の平坦面に移化する傾斜面）に継続的に分布する傾向が認められる。このほかに，露岩地点が処々に点在すること，平坦面間の比高の小さいこと等か



第５図　千葉県磯根岬南部海域底質採取地点図



第 6 図　千葉県磯根岬南部海域海底堆積物粒径 ϕ_{16}・ϕ_{50}・ϕ_{84} 数値図



第 7 図　千葉県磯根岬南部海域海底砂鉄粒径 ϕ_{16}・ϕ_{50}・ϕ_{84} 数値図

ら本海域では，平坦面形成の主因が基盤の形態にあり，新期堆積物の厚さも大きくは望めないと考えることもできるが，詳細は明らかでない。

本海域の海底表面部堆積物の中央値をみると全般的には中・細粒砂が主体となり，一部に粗または極細砂が主体となる堆積物が分布する。この中央値の状況を全域的にみると南西部（ϕ 1.0～2.0）から順次北東部（ϕ 2.0～2.49）に細粒化し，前年度調査研究を実施した北隣海域（君津湾北部海域）のϕ 2.5～2.99へと移りかわる。

この傾向を海底地形の項で述べた平坦面の，北部（上位）から南部（下位）へと順次階段状を呈する状況と関連させると，本海域の平坦面上堆積物は下位平坦面から上位平坦面に，さらに同一平坦面内では南から北へと順次中央値が細粒化する。このことは砂の供給と波浪・潮流等の強い影響を受けた結果と考えられる。

次に局部的な問題として基盤岩層露出地点からの遠近面での中央値変化状況をみると，一応，露岩地区および周辺地区は粗粒のものからなり，露岩地域から離れるに従って中～細粒質へと漸移するが，急激に粒度変化が起こることも多い。この現象は現在直接に観察することができず，詳細が明らかでないが，露岩によって規正される堆積の規模が小さいと思われるとともに，途中で別の堆積機構による堆積物に被覆されることも考えられる。

中央値 3.0以上の極細粒・シルト質の堆積物は本海域の北東部染川～笹毛間前面の－5～6 m地区に，小範囲に認められ，海岸線に直角方向に細長く延びる形で分布する。この粒径のものは前年度に調査研究を実施した北隣海域でも磯根岬南側・小久保川川口前面・小久保～中根間前面等の－5～6 m地帯に分布し，海岸線に平行方向に延びた細長い形態を示す。これらと本海域のものとは分布形態上に相違が認められるがこの点についての詳細は現在明らかでなく，今後の問題として残る。

6.2 淘汰状況

第9図は第6図（粒度分析基礎数値図）中から下記の式により淘汰度を算出し，本海域の淘汰状況を示したものである。

$$\delta(\text{淘汰度}) = \frac{1}{2}(\phi_{84} - \phi_{16})$$

本図によれば，本海域の淘汰度は露岩周辺地区と湊川川口前面地区を除き，大局的には淘汰度0.50～0.69の堆積物の分布地域となる。これを局部的にみると，南部の－21m平坦面とより深い位置の中粒砂が主体となる平坦面は淘汰度が0.70～0.89と一般に劣り，順次北方の浅い平坦面にかけて細粒化するにつれて淘汰も良くなる。また一平坦面内においても凸部上のものは一般面上のものより良く，凹部のものは淘汰度が劣る傾向がある。

本海域でとくに淘汰が悪い湊川川口付近については，湊川の川床が海面より低い範囲が長く，放水量・土砂排出量も小さいと考えられるにもかかわらず，淘汰度1.10以上の堆積物が川口から約 1 km，もっとも遠い NNW 方向には 1.5 km の拡がりをもつことがわかった。この拡がりは気象・海況等の条件により種々大きく変化するものと思われる。

6.3 海底表面部堆積物の物質構成

本海域の海底表面部堆積物の物質構成については，砂鉄含有量の大きい9地点注4）について顕微鏡下で調べた結果は下記となる。

堆積物を構成する物質のおもなものと，その含有率は

(1) 岩片　14～67%
(2) 長石砂　15～43%
(3) 輝石を主とする有色造岩鉱物砂　7～20%
(4) 珪砂　3.5～9%

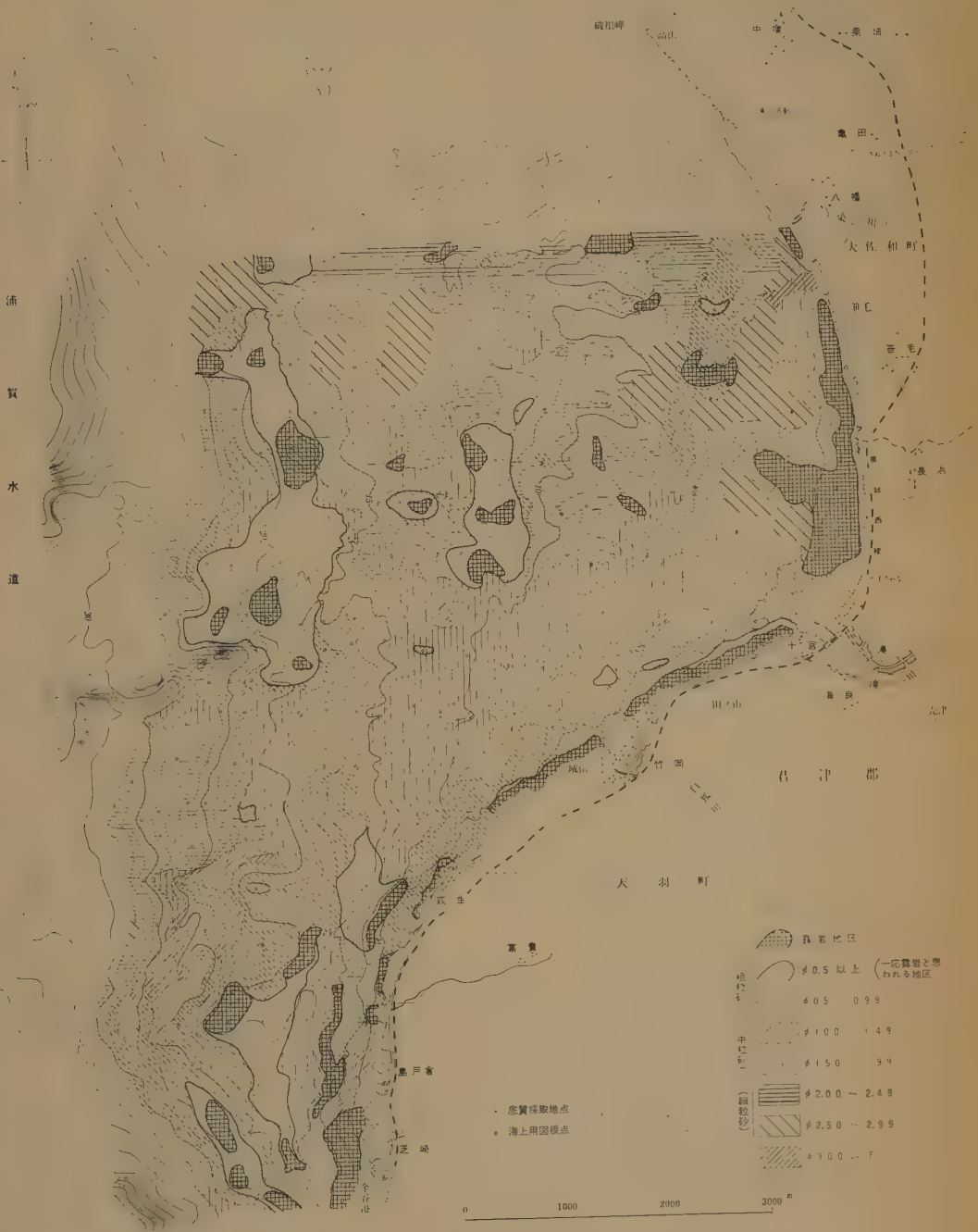
となり，部分的には多量の貝片を含む地点もある。

これらの含有率は湊川川口付近から本海域の西限・浦賀水道が西折する地点付近を結ぶ線の南北両側で大きな相違を示す。

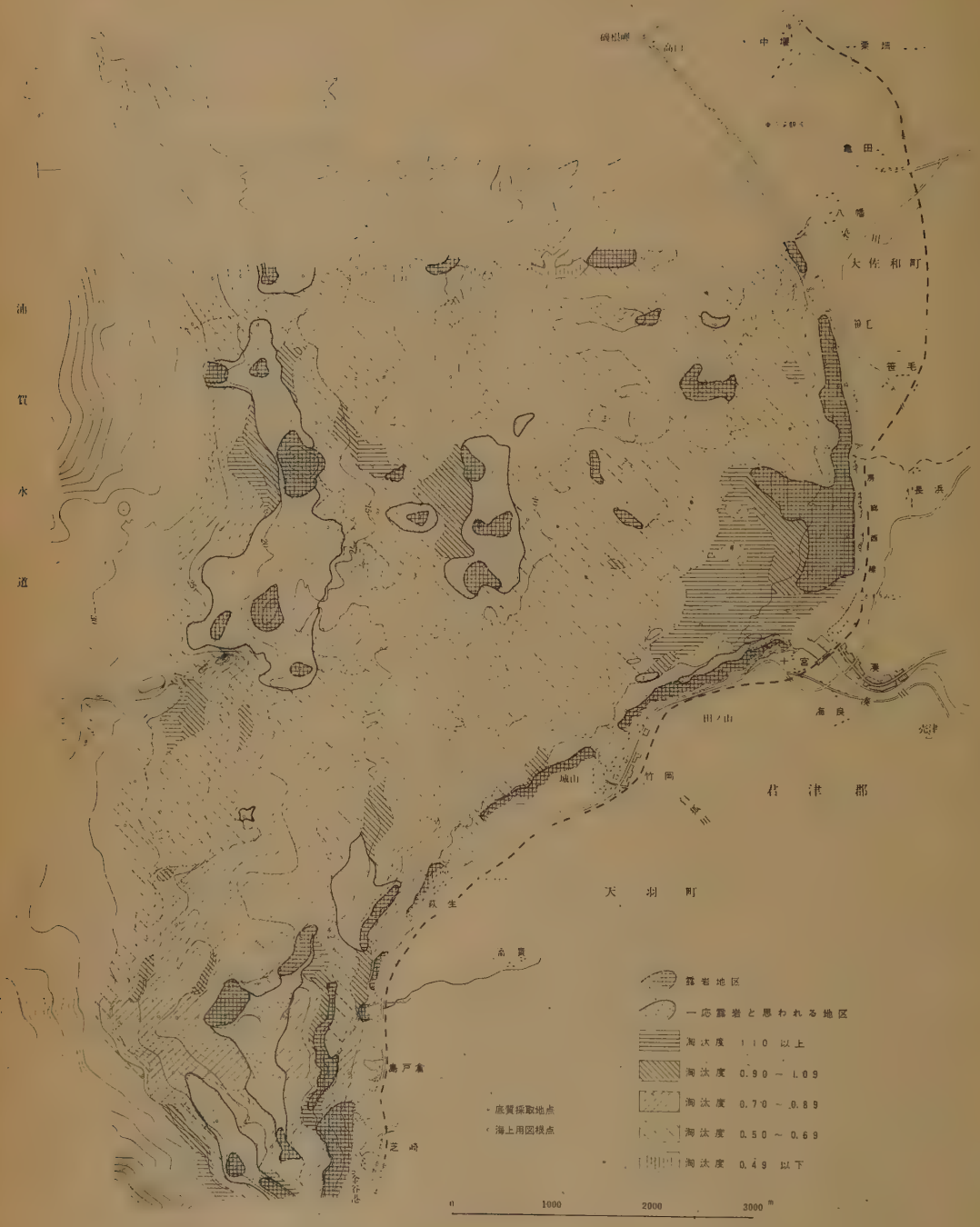
たとえば，岩片は珪長岩質・珪岩質等の珪質岩を主とする古期岩層片と，安山岩・安山岩質凝灰岩系の第三系岩層片とからなるが，上記区分線の北側では古期岩層片は4%以上を占め，第三系岩層片は20%以下である。これに反して上記区分線の南側では古期岩層片は 2 % 以下，場所によってはほとんど認められないこともあり，第三系岩層片は20～60%の多量となる。この岩片含有率の地区的相違は前項 3 沿岸（陸上）地帯の地形・地質に記した黒滝不整合の上・下位岩層による特性のあらわれと思われ，不整合が本海域のどの辺に存在するかという問題の指針となるものと考えられる。この点の詳細については前記海底基盤の形態的問題とともに海上物理探査結果と関連させて検討することが必要である。

湊川川口と浦賀水道が西折する地点付近を結ぶ線の南北両側で構成物質の含有率が異なるということは，一般的な造岩鉱物の単体分離した砂粒についてもいえることで，北側では長石砂が30%以上，輝石砂が10%台の含有率を示すのに対し，南側では長石砂が10%台を普通に最高25%内外，輝石砂は10%以下となる。このような単体分離した鉱物粒の示す傾向は前記岩片の含有率変化の示す意味あいもあるが，むしろ淘汰作用を主とした堆積環境の相違による結果と考えることが妥当と思われる。

注4）第5図中の（L-1-19）（L-3-5）（L-4-16）（L-5-12）（L-6-5）（L-10-7）（L-11-9）（L-17-6）（海浜b）の各地点。



第 8 図　千葉県磯根岬南部海域粒度分布状況図



第 9 図　千葉県磯根岬南部海域海次状況図

7. 海底砂鉄

7.1 砂鉄含有率とその分布概況

砂鉄含有率の測定は採取した海底新期堆積物試料のうちから礫・貝殻等からなる地点のものを除き，粒度分析作業と並行して，600ガウス永久磁石を使った乾式手選法によって実施した。その結果，本海域の海底表面部の砂鉄含有率は最高が23.32%，平均は3.10%となり，含有率と地点数の関係は第3表となる。

第　3　表

砂鉄含有率	2%以下	2%台	3%台	4%台	5～6%台	7～20%台	23%台
地点数	80	107	60	39	22	13	1

砂鉄含有率については海底砂鉄の将来性を考え，一応砂鉄含有率3%以上の含砂鉄砂層の分布状況を求めることとし，試料採取各地点の砂鉄含有率と海底地形・海水流動状況等を考え合せて，その分布概況を図示したのが第10図である。

本図によれば，本海域の含砂鉄砂層は分布形態および分布地区の面から (i) 北端部地区，(ii) 湊川川口前面地区，(iii) 南部海岸・露岩沿い地区と3区分される。

(i) 北端部地区の含砂鉄砂層は北方隣接部にある海底小丘の周縁を取り巻く形態を示し，その伸長方向はほぼ東西と，地形斜面に直角方向へと伸びる。(ii) 湊川川口前面の含砂鉄砂層は小規模な堆積が点在し，一般に海底突部上に分布する。(iii) 南部海岸・露岩沿いの含砂鉄砂層は本海域中でもっとも大規模の堆積であり，本体および本体からの伸長堆積部の伸長方向はNないしNE方向を示し，地形斜面に緩斜交し，順次高位へと堆積が移る。

これらの分布傾向は，本海域の含砂鉄砂層の堆積が，特異地形の周縁部に多く堆積し，堆積の伸長方向がN～NE方向へ，順次高位化することを示す。とくに伸長方向がN～NE方向ということは，本海域の潮流の方向とはまったく逆方向であり，S～SW方向からの波浪の影響が強く現われているものと考えられる。

7.2 砂鉄の粒径

本海域の含砂鉄砂層と堆積物との粒度構成上の相互関係をみるために，海底露岩の分布状況と最頻値を記載したのが第11図である。本図中の最頻値は粒度分析時の8区分の各粒径に，それぞれ φ0以上＝A，φ0～1.0＝B，φ1.0～1.5＝C，φ1.5～2.0＝D，φ2.0～2.5＝E，φ2.5～3.0＝F，φ3.0～3.5＝G，φ3.5以上＝H とA～Hの符号を付け，各最頻値となる粒径の符号と，その粒径のものが占める試料中の重量%数値を符号の前に記入する方法を取ったもので，上段が堆積物全体，下段が砂鉄砂について記載したものである。

本図によれば，本海域の堆積物は大部分の地区がユニモード（単一最頻値）型の堆積物からなり，湊川川口前面および露岩周縁部等の一部の地区にポリモード（多最頻値）型の堆積物が分布する。ただし，単一最頻値型堆積物であってもそのなかの砂鉄粒はポリモードを示すものもあり，このような堆積物は一般にポリモード型堆積物の周縁に存在する。

砂鉄の最頻値によると本海域の砂鉄粒は (i) 北端部地区の－15m以浅の平坦面ではG＝φ3.0～3.5＝径 0.125～0.088mm のものが主体となり，(ii) 湊川川口前面地区ではG粒径に C,D＝φ1.0～2.0＝径 0.5～0.25mm のものが加わり，(iii) 南部地区では C,D 粒径に B＝φ0～1.0＝径 1～0.5mm が加わる。

この北から南へ，順次粗粒化する傾向は一般堆積物の粒度変化と同じ傾向となる。また砂鉄と一般堆積物の粒径関係は，砂鉄の最頻値がその場所の一般堆積物の最頻値の½粒径に相当する。

7.3 砂鉄の鉱物組成

本海域の砂鉄含有率の高い地点10点注5)（L-1-19，L-3-5，L-4-16，L-5-12，L-10-7，L-11-9，L-17-6，海浜b，城山北方海浜）について，含まれている砂鉄粒の鉱物組成を顕微鏡下でみると，

磁鉄鉱（単体）	86～96%
磁鉄鉱（弱異方性を示す単体）	1%以下～4%
赤鉄鉱（単体）	1%以下～7%
チタン鉄鉱（単体）	0.5～1.5%
磁鉄鉱と赤鉄鉱が溶離構造を示すもの	1%以下～3%
磁鉄鉱とチタン鉄鉱が溶離構造を示すもの	1%以下～3%
チタン鉄鉱と赤鉄鉱が溶離構造を示すもの	1%以下

となり，磁鉄鉱が周縁部からマータイト化作用を受けたものはほとんど認められず，さらにまた海域内での地区的な鉱物組成上の特性も，明瞭な傾向を認めることができない。

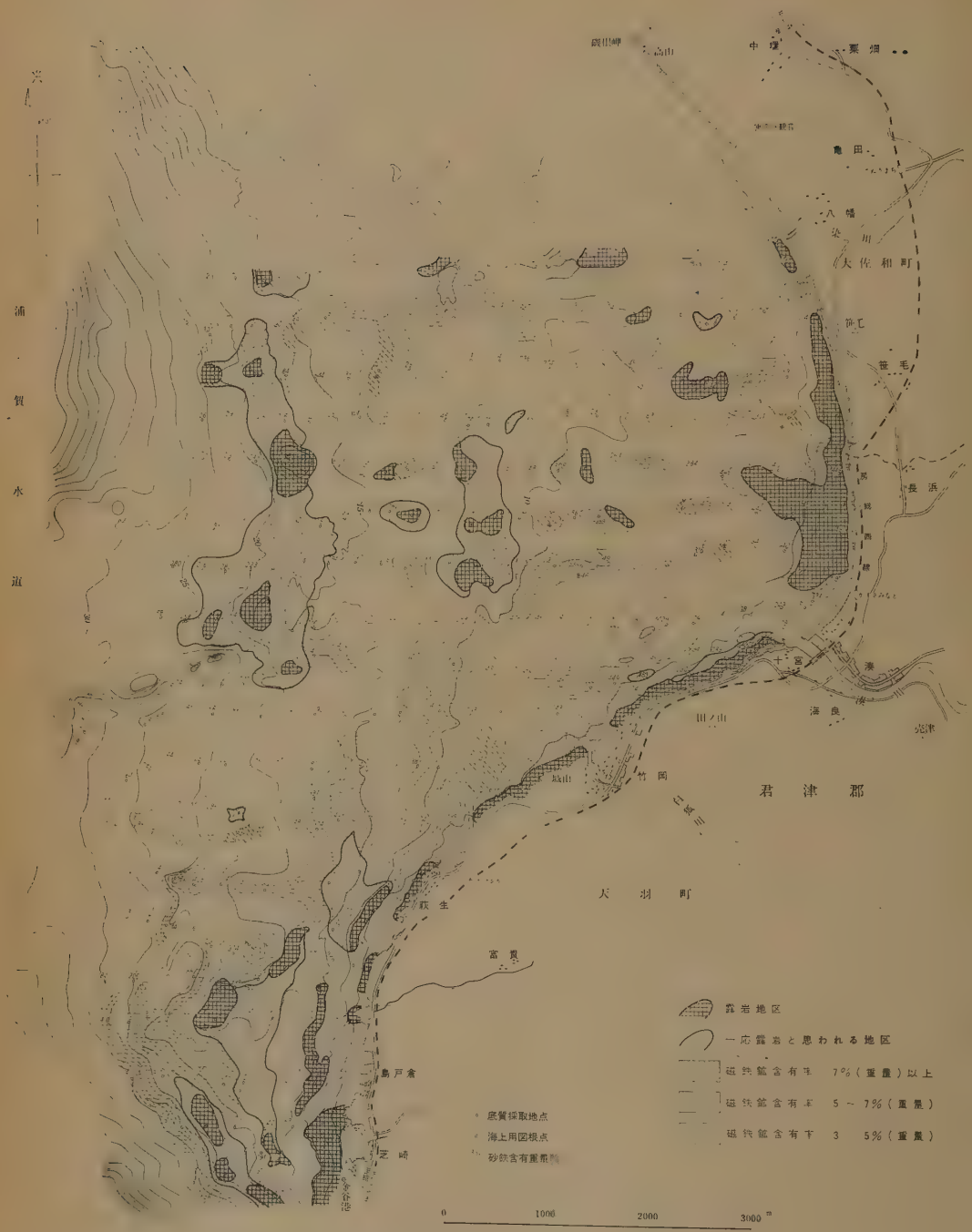
8. 気象と海況[10]

8.1 風況

風は波浪の根元で，堆積機構上重要な素因となる。この風況について，本海域にもっとも近い横浜測候所の風況測定資料[11][12]から本海域の風の概況を想定すると下記となる。

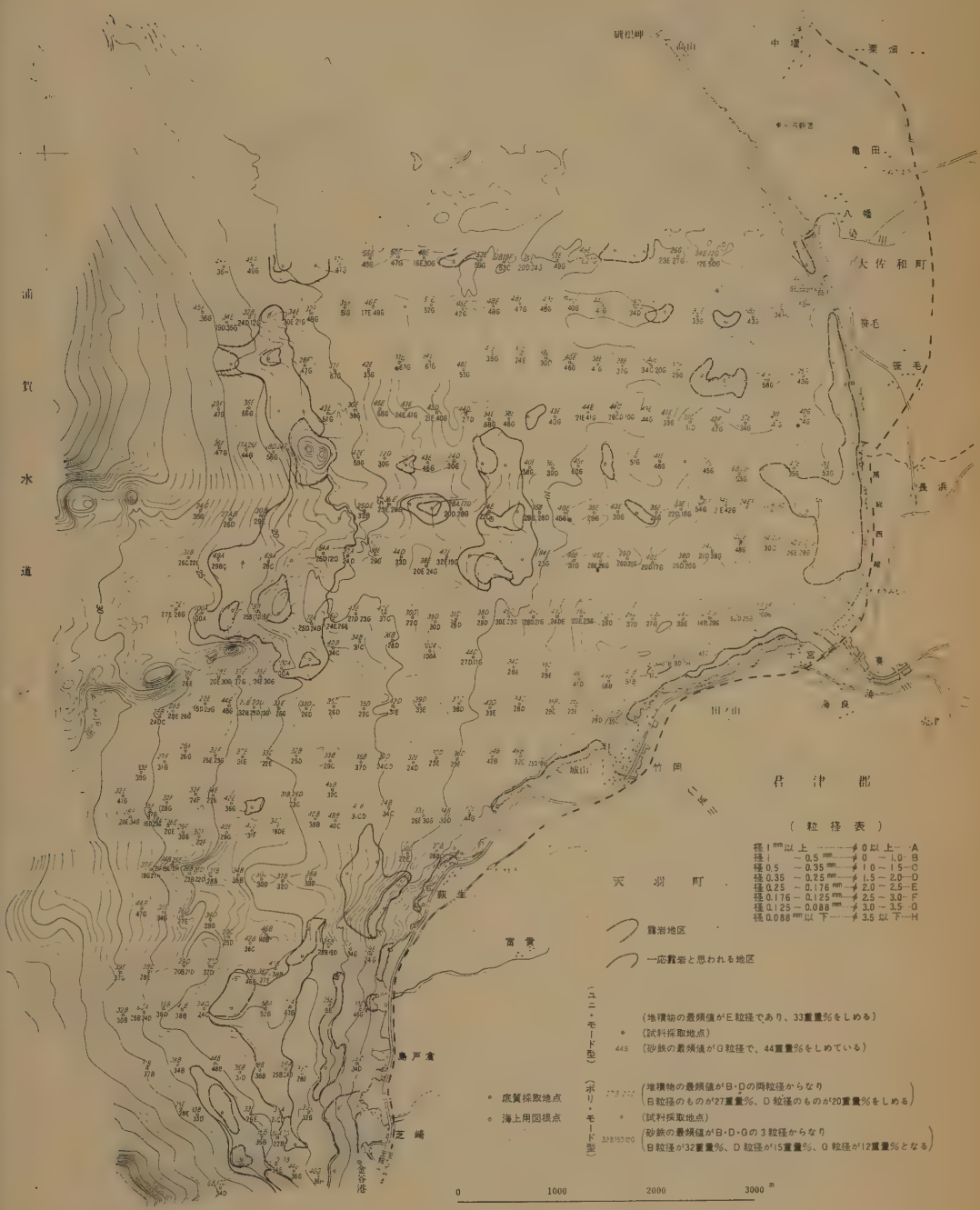
第12図風向図は24時間中の最大風速の方向性から季間

注5)　位置は第5図参照。

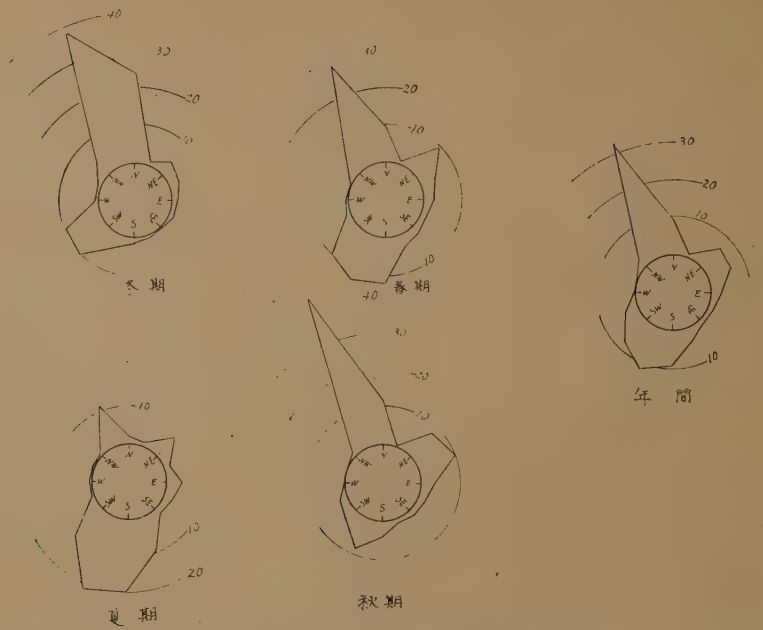


第 10 図　千葉県磯根岬南部海域磁鉄の含有率（重量）と分布状況

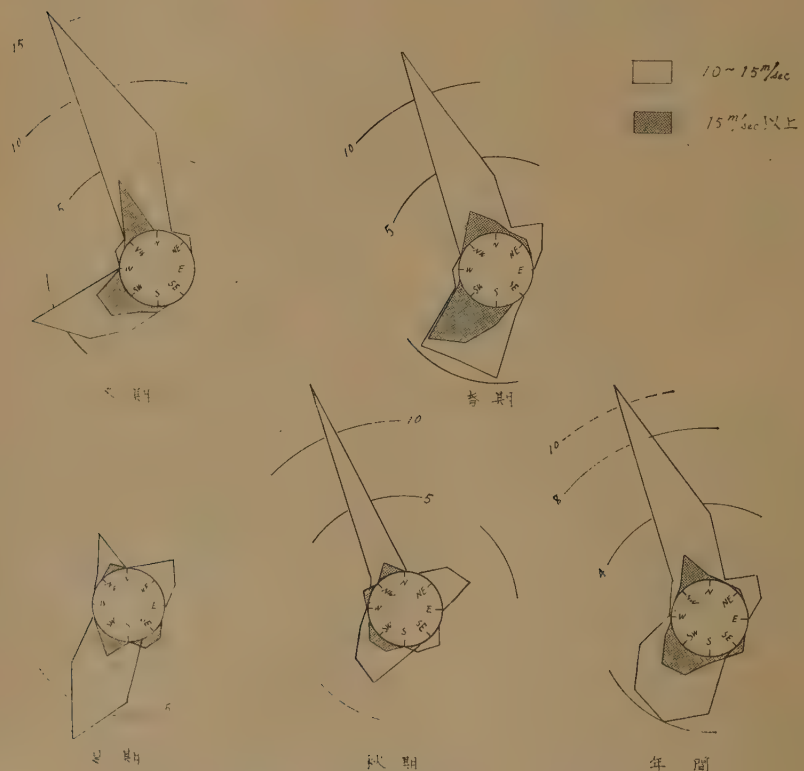
東京湾口・君津湾南半部の海底新期（表層）堆積物と海底砂鉄（第２報）（丸山修司・小野寺公児
堀本健次・河内英幸・向井清人・石橋嘉一・後藤　進・中川忠夫・佐々木雅一・青木市太郎）



第 11 図　千葉県磯根岬南部海域浅海底堆積物と砂鉄の最頻値



第 12 図　横浜付近の風向図（1958—1960）（小野寺による）



第 13 図　10m/sec 以上の強風出現率（1958—1960）（小野寺による）

第 4 表　波 浪 頻 度

海域 ＼ 波高	1.0～1.5m		2.0m		2.5m		3.0m		3.5m以上		計	
A	63回	44%	56回	39%	19回	13%	6回	4%	0回	0%	144	100%
B	171	90	15	8	2	1	1	1	0	0	189	100%
C	27	54	170	33	54	11	9	2	2	0.4	513	100%
周　期（sec）	4		5		6		6.5		6.5			

A．長浜前面海域
B．十宮～萩生前面海域
C．萩生以南前面海域

（横浜測候所1958～1961年風況資料から作製）
吹続時間を3時間とする

と年間の風向を求めたもので，この図によれば，本海域の風向は N～NW, S～SW および NE の3方向のものが主体となり，中でも N～NW（約40%）と S～SW (28%）の2方向のものが卓越することがわかる。

第13図は，風速 10m/sec 以上および風速 15m/sec 以上の風の出現率をその風向とともに図化したもので，含まれている最高風速は N～NW 方向では 22～23m/sec があり，S～W 方向には 27m/sec がある。

これらの風向・風速図によれば，本海域の風況は N～NW 系の風が夏季に一時おとろえるほかはすべて主体となって吹き，冬から春にかけては 15 m/sec 以上の強風を混える。これに反して南寄りの風は風向範囲が広く，冬は W～SW，春には SW，夏には SW～S と季節的に変わり，風速も 15m/sec 以上となることが多く，さらに夏から秋にかけては時折 SE からの強風（15m/sec 以上）が吹くこともある。

春から秋にかけて吹く S 系の強風は春には日本海側を北東に進む低気圧によるものであり，また夏から秋にかけてのものはおもに本邦周辺に来襲する台風の影響があらわれたものと思われる。

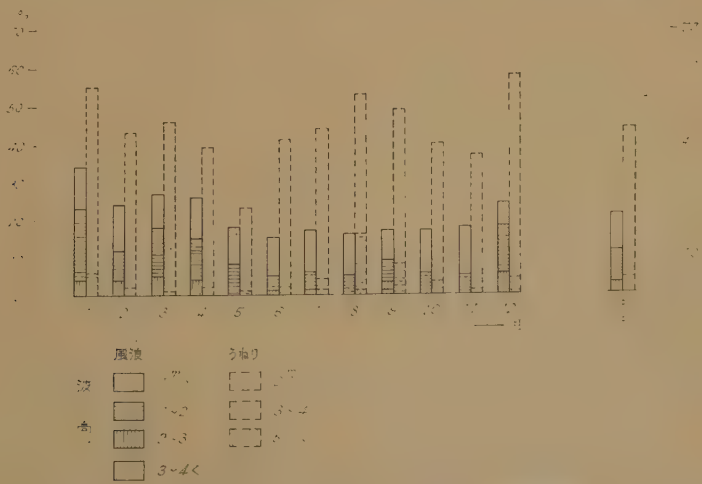
吹送距離は風の波浪に及ぼす影響上で重要な素因であり，本海域の N～NW 方向は横浜～横須賀付近に当たり，その間の海上直距離は約 30kmとなる。また S～W方向はちょうど本海域の外洋に面する方向に当たり，風の海上吹送距離は非常に大きく考えることができる。したがって波浪の規模は同一風速であっても，N～NW 方向のものに較べて SW 方向のものがより大きくなるであろう。

8.2 波　浪

波はその性格から風波（風が吹いているために発生し，または発達しつつある波）とうねり（風速が衰え，または波が風域をでて減衰しつつある波）とに分けられる。

本海域の風波規模とその発生頻度を前記風況から算出し，記載したのが第4表である。本表では風波の方向性から各海岸に対する波浪の影響度合が異なることから，海域を A・B・C（海浜地形の項参照）と3区分してある。

本海域のうねりについては前記風況で述べたように，本海域が SW方向からのうねりの影響を受け易いことから，参考として房総半島の突端にある富崎測候所の測定



第 14 図　房総半島沖，外洋の風波とウネリの出現率（富崎測候所）

資料[11][12]中から外洋における風波およびうねりの出現頻度を図示したのが第14図である。本図によれば外洋でのうねりの出現率は風波の約2倍となり，6～10月の各月には波高3m以上のうねりの出現率が目立つ。これは台風によるものであり，うねりの進行経路は，その発生源から考え，SW方向からのものに限られ，A・C両海岸前面が直接の影響範囲となる。

以上の各種資料から，本海域の波浪はN～NW方向からのものは風波が主体となり，頻度も高いが，海底堆積物への影響力は後記のものよりよわい。S～W方向からのものは風波にうねりが加わり，A・C両地区に強い影響力を示し，夏から初秋にかけてその機会が多い，等の事項が考えられる。

8.3 潮 流

海水流動状況の測定は今回の現地調査で，はじめて実施したもので，海底堆積物の運搬・淘汰・堆積への影響力を検討することを目的とした。測定機は小野式自記流速計で，8地点（位置は第5図参照）の底層流（海底面上1.5m）を対象とし，1地点の測定を約50時間とした。

この結果によれば，本海域の底層流には海流的性格のものは認められず，すべてが潮汐による潮流的性格からなることがわかった。次に潮流的性格の中から特長的な点を要約すると下記となる。

(1)海岸線近くでは陸岸沿いに南下する流れが卓越し，流速は北から南に順次速くなる。

(2)(1)の外側ではほぼSSWからWSW方向の流れが卓越し，これも南の方ほど速く，最大流速は37cm/secとなり，流向変化もはげしい。

(3)上記潮流の性格と本海域の海底地形から本海域での卓越する潮流の海底への影響力は－10m以深において大きく作用するものと考えられる。

潮流は約12時間を1周期として起きる海況であり；落潮時または漲潮時で，その方向性が異なる。潮流の海底におよぼす影響力は上記のほかに，さらにその時その時の風波およびうねり等の合成になるもので，海底におよぼす影響にはその折によって大きな相違がある。

9. 海底新期堆積物と海況との関連性

本海域における海底新期（表層）堆積物と気象・海況については，すでにそれぞれの項で概況を述べた。

次に気象・海況の堆積物への影響力をみることを目的としたのが第15図である。この図はR. L. RECTERによる海底砂の移動限界に関する実験研究結果[7]から引用したもので，水深・波性・粒径の相互関係をあらわす図表中から，粒径をとくに本海域の堆積物の代表的な粒径に近い，径0.15mm（ほぼϕ2.74），および径0.3mm（ほぼϕ1.74）の両粒径に限定して図化したものである。

本図表中に，本海域でもっとも高い波高とみられる4mの波が押し寄せた場合，そのときの波の周期を7秒とするとその際の海底砂の初動水深は下記のようになる。

径0.15mmの場合には，水深21～22m以浅

径0.3mmの場合には，水深18～19m以浅

次に，本海域でもっとも発生頻度の高い波性として，波高2m，周期5secの場合をみると，

径0.15mmの場合には，水深8～9m以浅

径0.3mmの場合には，水深7～8m以浅

でそれぞれ，砂移動がおこることとなる。

しかしこれはあくまでも目安にすぎず，海底地形や粒度の配列状態などによっても差異がおきる。

これに対して，本海域の粒度分布傾向が高位平坦面に細粒砂，低位平坦面には中粒砂が主として分布することを考えると，本海域では水深10m以浅では波浪による砂移動が起きることが多く，水深10m以深では波浪による砂移動の機会が乏しく，潮流による砂移動が主となることが考えられる。

10. むすび

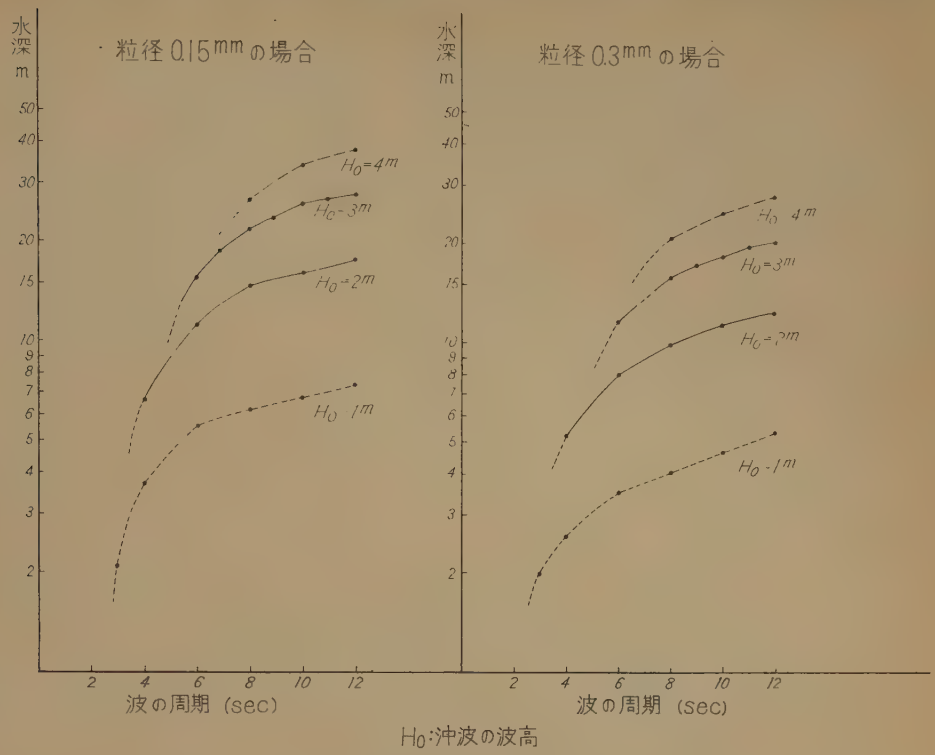
本調査研究は大陸棚地質調査研究の一環として取り上げられたもので，沿岸極浅海海域の海底地質鉱床調査研究に必要な各種調査技術の確立を主眼としており，第1段階として37年度から引き続き，海況の穏やかな内湾で実施されたものである。

本調査研究の結果，判明した各調査技術の現況を述べると，

(1) 海上位置決定，海底地形，海底表面部試料採取の諸法によっては離岸距離約7km以内，水深35m以浅の海域において，一応，海底地形，海底露岩分布概況および海底新期（表層）堆積物の性状等を掌握することが可能な段階となった。今後さらに離岸距離の伸長を図る必要があるが，その際には電波計測法が位置決定の主力となるであろう。

(2) 海上試錐技術面では，水深20m以浅の海域において，未固結堆積物については厚さ1.5m，基盤岩層については表層堆積物の厚さを2m以下を条件として長さ1.5mの柱状試料を採取することが可能となった。この状況はまだ本来の目標に達しておらず，今後さらに作業可能水深の増伸とコアの長さをさらに長く採取できるように考えたい。〔(付) 調査技術の概況〕

(3) 海況（とくに底層流）および海底観察法については海底地質調査研究上，とくに有効な資料が得られるので，今後は技術面と運用法について検討を進めたい。



第 15 図　沖波波高と砂粒の初動水深（小野寺による）

以上，それぞれが一応の目標に達しつつあるが，海底地質調査研究の実施に際しては海上物理探査とともに，これらの調査技術がそれぞれ，相互に関連性の果せる水準に達することが必要で，早急に各技術の向上・確立が現在迫まられている問題である。

なお，本海域の海底地質については本文で述べたが，とくに海底新期堆積物に関する興味ある事項のうち，数点について述べると下記となる。

（i）君津湾は−10，−15，−21，−26mの各海底平坦面からなり，各平坦面は北から南西方に，階段状に低位化するとともに小規模化し，南方湾口部には−40mの小平坦面の存在することも予想される。

（ii）海底表面部堆積物は中・細砂（ϕ 1.0〜ϕ 3.0）からなり，北方上位平坦面が一番細粒（ϕ 2.5〜ϕ 3.0）であり，南方の下位平坦部に向って，順次大粒化する。

（iii）海底表面部堆積物の砂鉄含有率は平均3％内外で，最高率としては23％を示す場所もある。しかし，一般に海底表面部の砂鉄含有率は表面部から厚さ数 10cm の堆積物を取った場合の砂鉄含有率より高率を示す傾向がある注6)。

（iv）海底新期（表層）堆積物中には海底表面下数10 cm の位置から厚さ数 10 cm の規模で，砂鉄含有率7％内外の含砂鉄砂層が挟在賦存することがある。この際の砂鉄粒は縞状などは呈さず，砂層中に分散して含まれることが多い。

（v）本海域の砂鉄は磁鉄鉱の単体のものが主体で，砂鉄の粒径は一緒に堆積する一般砂粒の½となっていることが目立つ。

これらの事項は技術検討を実施している間に得られた地質関係資料を検討した結果であり，今後はさらに調査研究体制を整えて堆積環境と機構・基盤地質等についても検討を進めたいと考えている。

なお，本調査研究に関連して，所内・外の多くの方々から助言を得たことを付記する。

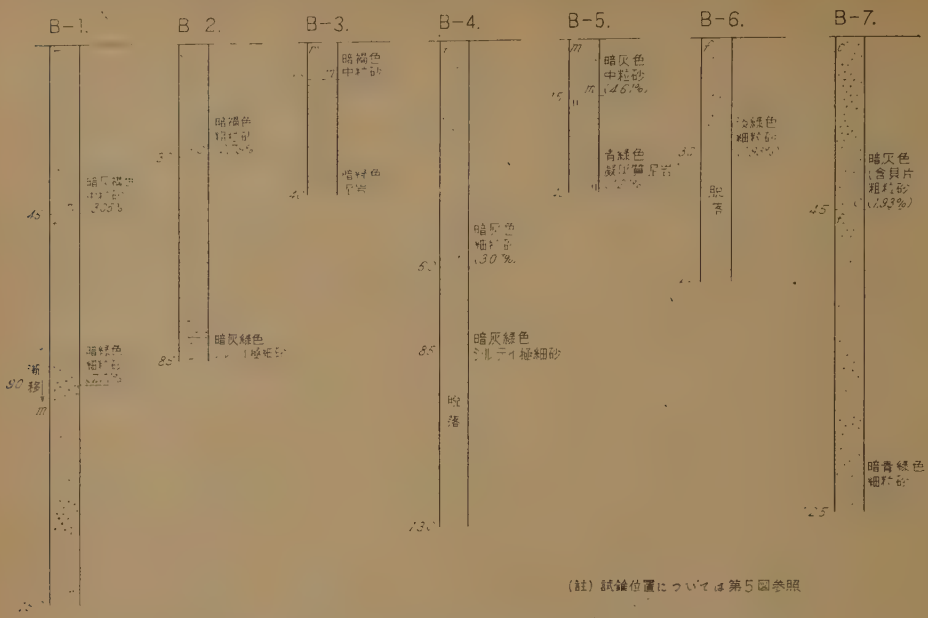
（付）調査技術の概況

本調査研究に際し，実施された海底地質調査技術検討のなかで，とくに重点の置かれたものに海底観察法の実験と，海上試錐技術の改善の2点があり，その結果についてはそれぞれ別個に報告される。次にその概要を述べる。

(1) 海底観察法の実験[13)]

本実験は今回とくに取り上げたもので，日本電機株式会社の協力を得て，水中テレビの海底地質調査研究への適応性について検討を実施した。

注6）柱状試料中の砂鉄含有率と，その付近の表面部の砂鉄含有率の対比上から。



第 16 図　（君津湾南半部海域）海上試錐技術研究結果による海底新期堆積物の模式柱状図

その結果，映像は非常に鮮明で，露岩および堆積物の形態等，海底の一般的な状況観察は現段階でも充分可能であり，とくに萩生沖－15mの海底で微細粒砂が砂煙を立てて一方向に流動する状況を認めたこと等，今後堆積学上の検討および海底地質調査研究上等に，実に有効に活用できることがわかった。

今後は地質調査研究上とくに必要な付属機器（視向方位・仰角・俯角の掌握法，映像記録法等の検討）や，調査研究に適応する運用法等について検討を進め，安全確実な海底観察法を確立するとともに海底地質調査研究の精度向上のために役立てたいと考えている。

(2)　海上試錐法の改善

今回とくに実施した方法としては表層堆積物の試料採取にスピリットサンプラーを活用したことと，基盤岩層試料採取の実験を新たに取り上げたことの2点がある。

新期（表層）堆積物の柱状試料は前年度[1]に打込法により1.5mのコアを採取したが，コア詰りの問題が残り，取れた試料についても各部ごとの圧縮比が異なる危険性を感じた。今回は普通コアチューブの代りに，地耐力測定用レイモンド型スピリットサンプラー（ピネ管）を使用し（地質ニュース，124号15頁写真15参照）長さ75cmの試料採取を繰り返すことにより，厚さ150cmの柱状試料を採取することができた。この方法には孔口保持とサンプラー誘導を兼ねてケーシングパイプ（内径97mm）を使用し，昨年度に実施した方法より手数がかかるが，採取コア長さの増進と能率改善の見通しもあるので，今後さらに検討を進めたい。

基盤岩層試料採取法の実験は小型試錐機（5馬力）にエキスパンション・フレキシブル両ジョイントを使用し，水深－6m，新期（表層）堆積物（シルト質砂層）厚さ1～2.mの地点で，鮮新統に属すると思われる凝灰質細粒砂岩層の柱状試料（長さ 1.5m）を採取することができた。今後は作業可能深度と採取コア長さの増伸に努める。

(3)　柱状試料から得られた資料

試錐技術検討中に得られた柱状試料から，新期(表層)堆積物分布地域の模式柱状図を作成すると第16図となる

これらの柱状試料からわかったことを列記すると下記となる。

(i) 新期(表層)堆積物は色調・粒度等の異なる堆積物が遂次堆積しており，堆積物相互の界は明瞭な場合が多い。

(ii)海底新期（表層）堆積物中の砂の堆積に偽層状況はほとんど認められない。

(iii)海底表面部と表面部から厚さ数 10cm の柱状試料では，砂鉄含有率は表面部の方が高い。

(iv)新期堆積物中には下位にも砂鉄含有率の高い砂層が挟在賦存する。

参考文献

1)　丸山修司他8名(1966)：千葉県磯根岬北部海域の海底表層（新期）堆積物と海底砂鉄，地質調査所月報，vol. 17, no. 5

2)　三梨　昂他9名(1962)：日本油田・ガス田図(4)富津～大多喜，地質調査所

3)　小池　清(1950)：鋸山付近の地質，教育見学会パン

フレット
4) 千葉県地学教育研究会(1954)：千葉県地質図集
5) 藤原 昭・生越 忠(1952)：千葉県佐貫町付近の新生代層，地質学雑誌，vol. 58, no.683
6) 藤本治義(1962)：日本地方地質誌，関東地方，朝倉書店
7) 井島武士(1955)：海岸，港湾測量（測量実務叢書10)，森北出版株式会社
8) 財団法人気象協会(1963)：（日刊）速報天気図，5月～11月
9) Inman, Douglas L. (1952): Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 22, no. 3, p. 125～145
10) 小野寺公児・向井清人・丸山修司(1966)：千葉県磯根岬南部海域の海況と砂鉄の分布形態について，地質調査所月報，vol. 17, no. 3
11) 気象庁編：気象月報（1958～1960)
12) 気象庁編：気象要覧（1958～1960)
13) 堀本健次・小野寺公児・丸山修司(1966)：海底地質調査技術の開発について（水中テレビによる予備実験)，地質調査所月報，vol. 17, no. 5
14) 河内英幸他3名(1964)：海底地質サンプリング用ポンツーンについて，地質ニュース，124号，p. 10～15

551.782 (521.14)

秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について（その1）

矢崎　清貫*　　影山　邦夫*　　宮下美智夫*　　鈴木　尉元*

Geology of Hachimantai District, Kazuno-gun, Akita Prefecture (No. 1)

By

Kiyotsura Yazaki, Kunio Kageyama, Michio Miyashita & Yasumoto Suzuki

1. 緒　　言

筆者らは，金属鉱床密集地域広域調査の一環として，昭和38年度（1963）に実施した北鹿地帯の地表地質調査研究に従事した。筆者らが分担した範囲は，秋田県北鹿郡八幡平および岩手県二戸郡安代町の一部が含まれている。各人の分担範囲は，第1図に示したとおりである。

調査範囲・調査日数その他に，かなりの制約をうけて，充分な調査活動ができなかった。とくに，本調査地域の周辺の地質をみることができなかったこと，ならびに北秋田地域の地層模式地をみる機会がなく充分な調査結果はえられなかった。これらの問題については，さらに別の機会に報告し，さしあたって今回の概要を報告する。

2. 層　　序

本地域の地質層序は，基盤をなす古生層とグリンタフ地向斜に伴う新第三系堆積層ならびに第四系からなる。本地域の層序を総括して第1表に示す。

2.1 古生層

古生層の分布は，地域の西部および中南部に，地塁状にみられる。とくにその分布の広いものは八森山（904m）以西のものと兄川支流折合沢を中心とするものである。岩相は，千枚岩・粘板岩・珪質岩類および輝緑岩等によって構成される。また一部では，片岩状を呈する所もみられる。

2.2 新第三紀層

本地域の新第三紀層を，総括して第2表に示す。また各地層の岩相は，第3図に示す。

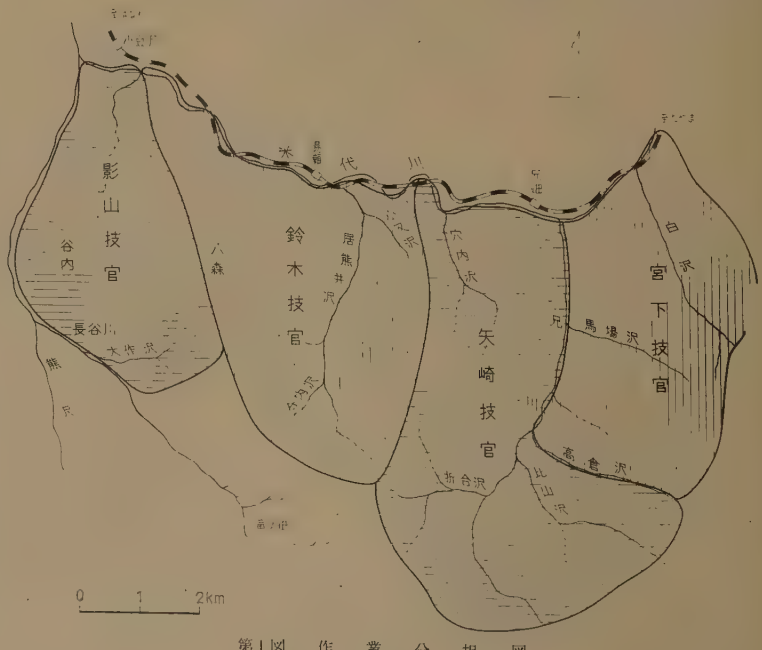
2.2.1 兄川層

この地層は，この地域の新第三紀層中もっとも下位のものであって，岩相上の特徴から3つの部層にわけられる。すなわち泥岩・砂岩の互層からなる下部層，凝灰岩からなる中部層，泥岩勝ち互層からなる上部層。

模式地：兄川流域

分布：第2図に示すとおり，兄川流域・穴内沢上流ならびに白沢付近。

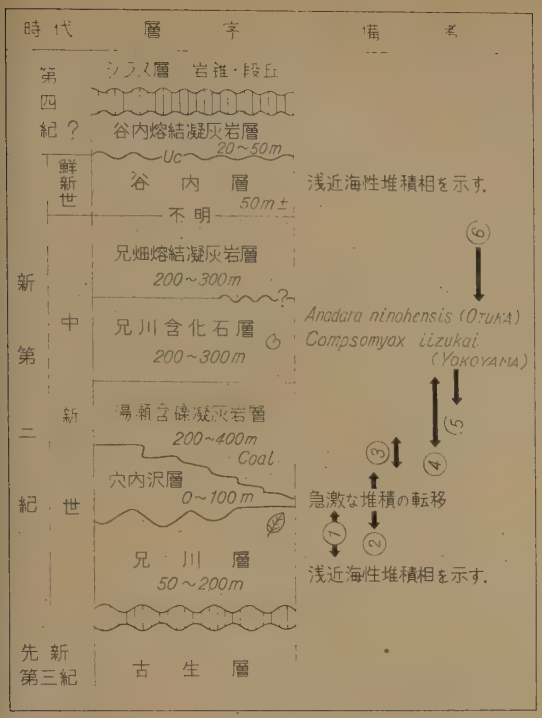
岩相：下部層は，凝灰質砂岩と凝灰質泥岩の薄互層からなり，部分的に凝灰岩1～2mを挟む。中部層は，いわゆるベタタフとよばれる緑色凝灰岩を主とし，まれに異質の小角岩を含有する。上部層は，凝灰質泥岩と凝灰



第1図　作　業　分　担　図

* 燃料部

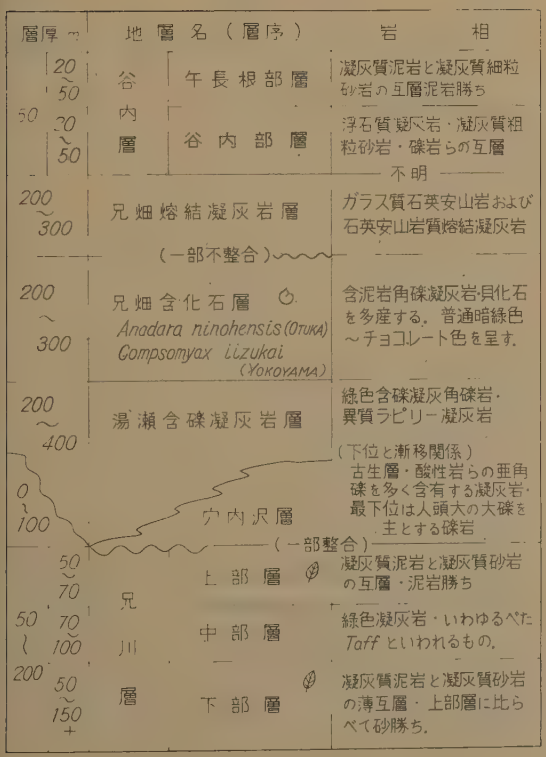
第 1 表



（1963 矢崎・影山・宮下・鈴木）

①石英斑岩類 ②斜長流紋岩 ③玄武岩
④変質安山岩 ⑤粗面岩 ⑥石英安山岩

第 2 表



質砂岩の互層で，下部層に較べて泥岩勝ちである。

下位層との関係：本層と基盤岩との関係は，断層で明らかではない。

層厚：50～ 200m＋

化石：本層の上部層および下部層より，かつ葉樹の葉片が多量に含まれる。貝類の化石は認めていない。

2.2.2 穴内沢層

この地層は，かなり急激な堆積相を示し，湯瀬含礫凝灰岩層の基底礫岩相にあたり，その分布の様相は周辺相的である。

模式地：穴内沢上流

分布：第2図に示すとおり八森山アップリフト周辺の一部・湯瀬温泉対岸（米代川）・穴内沢上流・兄川東部の白沢・高倉沢・比山沢等にみられ，湯瀬含礫凝灰岩層の基底部を構成している。

岩相：主として古生層より由来する礫を多量に含み，まれに兄川層の砂岩・変朽安山岩・石英斑岩などの礫がみとめられる。

これらの礫は，亜角礫～角礫で，径1m以上のものを含み，小礫にいたるまで淘汰をうけることなく堆積している。古生層の礫は，粘板岩が圧倒的に多く，珪岩・片岩・石灰岩などからなり，漸移的に上部の湯瀬含礫凝灰岩に移化する。凝結物は，凝灰質の砂相を呈し明瞭な白色浮石の小片を混じえている。

下位層との関係：本層は，下位の古生層および兄川層と大部分不整合関係である。本層は，場所により古生層と直接不整合関係を示すところと，兄川層と不整合関係を示す所の両方がある。すなわち，八森山アップリフト付近ならびに南部折合沢付近では，前者の関係がみられる。また後者の関係は，穴内沢上流の一部ならびに兄川東方山地小沢において観察される。兄川層と本層との不整合関係は，場所により浸食量が異なるようである。すなわち穴内沢上流では，傾斜不整合的であるが，東への延長方向の兄川東方山地での不整合は，平行不整合的である。

層厚：0～ 100m内外である。本層は，前にのべたように周辺相的であり，かつおちこみ相的要素を示す地層である。したがって隆起部では，本岩相を欠くこともある。また一方沈降部では，かなりの層厚を示す。

化石：認めていない。

2.2.3 湯瀬含礫凝灰岩層

模式地：小豆沢から湯瀬にかけての米代川沿岸

分布：第2図に示すように米代川南部山地・兄川東部山地ならびに折合沢上流にかけて広く分布する。

岩相：主として酸性の凝灰岩ないし凝灰角礫岩からなっており，これに所により薄い玄武岩質の凝灰角礫岩お

第2図　八幡平付近地質概念図（矢崎・影山・宮下・鈴木，1963）

よび熔岩を挟んでいる。また全般を通じて，異質を混じえている。礫は，穴内沢層と同様下部の古生層ならびに兄川層からのものである。

その大きさは，20 cm 内外から 5 cm 内外のもので淘汰は悪く大小不揃いで全般を通じて円礫を示し概して下部において多く散在する。主体をなす酸性凝灰岩は，淡緑色を示し，一般に小型の石英を少量含むものである。

下位層との関係：穴内沢層と漸移関係を示す。

層厚： 200～ 400m内外である。概して八森山付近のアップリフトを境にしてその両側で厚く，東方山地で薄くなる傾向がみられる。

化石：湯瀬東方の米代川川岸において *Ostrea* らしき化石の砕片をみているにすぎない。

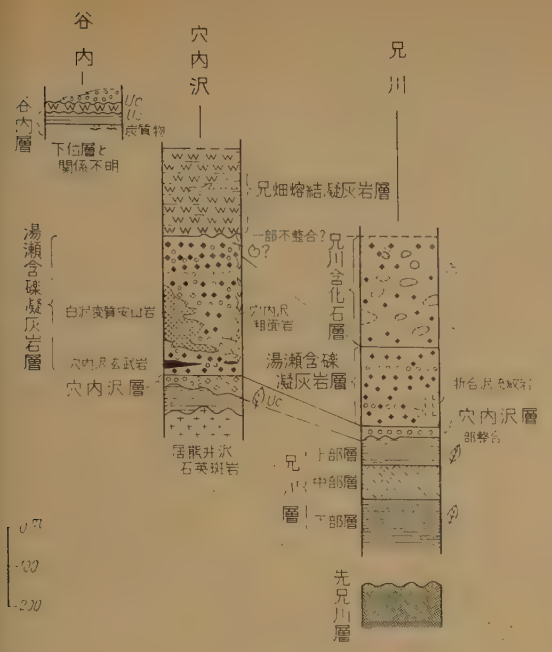
2.2.4 兄畑含化石層

この地層は，今回の調査の結果新しく化石を発見した地層である。

模式地：兄川上流地域

分布：模式地付近からその西方山地にかぎられている。

岩相：主として暗緑色～チョコレート色を呈する含泥凝灰角礫岩である。部分的には泥岩礫を多く含む場所もみられる。一方逆に泥岩礫をまったく混じえない部分もある。その他の角礫岩は，古生層ならびに兄川層から運ばれた小亜角礫（5 cm 以下）である。礫質は，古生層の粘板岩が圧倒的に多く，珪岩・片岩などからなる。一見本凝灰岩は，構成岩相からみても基性的感じをうけ



第3図　模式一般地質柱状図

る。それは，総体的にみて軟弱な凝灰質粗粒砂岩・泥岩・凝灰岩のきわめて不淘汰の混成岩相を呈し比較的暗灰色泥岩勝ちのゆえんであろう。化石は，全層を通じてみられるが，細粒相を呈する場所に部分的に密集する。

下位層との関係：湯瀬含礫凝灰岩層と漸移関係を示す。

層厚：200～300m全地域にわたって層厚の変化は，著しくない。

化石：模式地付近ならびに西方山地から *Anadara ninohensis* (Otuka), *Compsomyax iizukai* (Yokoyama) *Ostrea* sp., *Patinopecten* sp., などの貝化石がみいだされた。とくに *Anadara* が多い。

2.2.5　兄畑熔結凝灰岩層

模式地：才田橋から兄畑に連なる米代川沿岸

分布：模式地から南方米代川左岸山地

岩相：主として石英安山岩質の熔結凝灰岩からなっている。熔結凝灰岩は，褐色・灰色・暗緑色などを示すもので，ガラス質のレンズ状岩片のほか少量の粘板岩・チャート・石英安山岩などの角礫を含み，また石英，長石粒などを含んでいる。部分的には石英安山岩の小岩体をシル状にはさみ，その境は，明瞭ではない。

下位層との関係：観察範囲がせまく明瞭ではないが多少傾斜角度に差がみられる。したがって不整合になる可能性もある。とくに地域南部にみられる，兄川含化石層に対応する岩相がみられないことからも推測される。いずれにしても本地域において，本層と下位層との関係を明瞭にすることは，困難である。

層厚：200～300m内外。

化石：認めていない。

2.2.6　谷内層

本層は，その岩相からみて上半部と下半部に2大別できる。上半部を牛長根部層，下半部を谷内部層として扱かった。

1)　谷内部層

模式地：地域南西部大作沢

分布：地域南西部の模式地ならびに長谷川～滝ノ畑間の沢すじだけに分布する。

岩相：凝灰質粗粒砂岩・中粒～細粒砂岩ならびに浮石凝灰砂礫岩との薄互層を主とし，部分的に凝灰質泥岩を介在する。また一部では，炭質物を介在する。総体的にみて，軟弱の淘汰型（浅近海成堆積相）粗粒凝灰岩を本体とする堆積相からなっている。

下位層との関係：不明。第2図でみられるように比較的，下位層に接した付近からみられること，ならびに，現地形的にみて低地にみられることから，あるいは，下位のいずれの地層とも不整合関係が予想される。岩相は上田・井上[2]らのいう遠別層に類似する。

層厚：20～50m内外。

化石：認めていない。

2)　牛長根部層

模式地：地域西方牛長根東方の小沢

分布：模式地付近だけに分布する。

岩相：白色～褐灰色凝灰質砂質泥岩を主とし，部分的に淘汰された凝灰質砂岩の薄い層を介在する。この層は，比較的下位において多く介在し互層状を呈する。風化すると，千板岩状の剝理性を呈する特徴がみられる。

下位層との関係：不明。しかし谷内部層にみられる淘汰型凝灰質砂岩と本部層下位にみられる凝灰質砂岩と肉眼的に類似することから，谷内層の上位に整合に重なるものと考えている。

層厚：20～50m内外

化石：認めていない。

2.3　第四紀層

本地域の第四紀層は，比較的下位にある谷内熔結凝灰岩層・シラス層・岩錐・低位段丘堆積層ならびに沖積層から構成される。これら第四紀層の大部分は，地域南西部の花輪盆地低地帯の解析丘陵山地の低標高地に限って分布する。したがって今回の目的とする調査対象と直接関係がないので別な機会に報告する。

2.4　火成岩類

本地域内にみられる火成岩には，石英斑岩および玄武岩・流紋岩・石英安山岩などが認められる。

2.4.1 居熊井沢石英斑岩

居熊井沢から八森山にかけてかなり広範囲の分布を示している。岩質は，石英斑岩を主体とし部分的に花崗斑岩状を呈する部分がみられる。全般的に白色珪質で塊状を呈し，肉眼的には，輝石・角閃石等の有色鉱物の小斑晶が確認される。本岩体は，いわゆる第三紀花崗岩類の周縁相と考えられる。迸入時期は，多少問題があるが今回は第3表に示したように兄川層の比較的後期に迸入した岩体と考えておく。その産状は，餅盤状を呈するものと考える。

2.4.2 折合沢流紋岩類

本岩体は，地域東南部折合沢上流，中又沢および南又沢付近と，穴内沢上流の2箇所においてみられる。岩質は，白色～灰緑色を示しほとんど肉眼では斑晶がみられない。いわゆる斜長流紋岩に相当するものである。塊状珪質で，角礫化組織がみられ，黄鉄鉱の鉱化が認められる。迸入の時期は，兄川期末期から穴内沢期中期のものとである。産状は，岩脈状が大部分で，一部ではメニスカス状を呈すものと考える。いずれにしろ本岩体は，岩質ならびに分布状態からみても，前述した石英斑岩を母体として分岐した岩体と考える。この二つは，穴内沢上流の本岩体の分布地内において観察される。すなわち，一部分は，石英斑岩，一部分は流紋岩状を呈している。

2.4.3 穴内沢粗面岩

本岩は，地域南部ならびに穴内沢中流において観察される。岩質は，多くの場合灰白緻密質であるが，部分的に軟質で角礫化構造がある。しかし角礫と基地の両者の境界は，不明瞭でモヤモヤと自然に移り変る。また軟質の部分は，多少砂質凝灰岩状を呈し多孔質である。とくに本岩体の特徴は，節理ならびに流理構造がよく発達している。流理・節理は，緻密質である部分によく発達し，軟質・多孔質の部分では，発達していない。迸入の時期は，湯瀬期中期～兄川含化石期初期にかけてと考えている。産状は，シル状を呈する部分が大部分で一部では，岩脈状を呈している。本岩体は，前述した両白色酸性岩体との直接の関係はつかめないが，おそらく別の岩体と考える。

2.4.4 穴内沢玄武岩

本岩は，穴内沢中流において1カ所確認される。岩質は，暗灰色でやや光沢があり無斑晶の岩石である。迸入の時期は，湯瀬期初期のものである。産状は，厚さ1～2m内外の薄いものでシル状を呈する。この岩体が，他の地域のどの時階の玄武岩類に相当するか不明である。

2.4.5 白沢変質安山岩

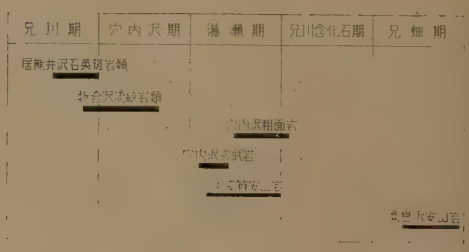
本岩は，地域東方白沢ならびに高倉沢中流にみられる岩体である。岩質は，新鮮な所では，淡緑色を呈し，風化すると暗灰色を呈し玉ねぎ状に風化し，一見玄武岩的様相を呈する。また一部では，赤褐色を呈し部分的に流理が観察される。本岩は，全般的に風化が著しく，後述する高倉沢安山岩に比較してかなり基性のものである。いずれも本岩体については，顕微鏡下での報告をまって，くわしく述べたい。迸入の時期は，湯瀬期の中期から後期にわたるものである。産状は，大部分が岩脈状を呈し，一部では，熔結状を呈する。

2.4.6 高倉沢安山岩

本岩は，高倉沢下流ならびに穴内沢下流の2箇所において観察される。岩質は，ガラス質で石英の斑晶が大きく，ほとんど変質していない。迸入は，兄畑期末期で本地域におけるもっとも新期の火成活動である。産状は，厚さ10m以内の脈幅を示す岩脈状である。肉眼的にみて兄畑熔結凝灰岩の岩質によく類似することから，この時代の火成活動に関係のある岩体であろう。

以上，本地域の火成岩についての概要を報告したがこれらの活動の時期を要約すると第3表のようになる。

第 3 表



3. 地 質 構 造

本地域は，第2図で示すように多くの断裂によって地塁・地溝状を呈している。そのなかで本地域の地質構造的背景の母体は，八森山付近を中心とするアップリフトである。大きな単元でみるとこのアップリフトはNNW—SSEの方向を示す。本地域の堆積区は八森山アップリフトを中心としてその周辺に小堆積区が東西南北にひらけている。すなわち，穴内沢を中心とする北方堆積区，馬場沢・高倉沢・兄川等を包含する東方堆積区，折合沢・居熊井沢上流から南方へ発達する南方堆積区，谷内から熊沢にかけて発達が予想される西方堆積区（この堆積区は，いわゆる花輪低地帯に連なるものである）等がある。これらの堆積区を区切る副次的な構造背景は，第4図にみられるように小豆沢～八森山に連なるノーズ状構造，湯瀬付近から八森山アップリフトに連なる小ノーズ状構造，八森山アップリフトに連なる湯瀬山アップリフト，ならびに折合沢アップリフト，および白沢山アップリフト，ならびに折合沢アップリフトと白沢山アップリフトを結ぶ潜丘反映状隆起帯等がある。以上のことがらが本地域における構造的見地からみた基調であろう。

第 4 図

3.1 褶 曲

第4図に示すように北方堆積区では小豆沢ノーズ状構造と湯瀬ノーズ状構造との間に1つの小ノーズ状構造と2つの北に沈む小舟底形向斜がみられる。東方堆積区には，白沢中流より馬場沢に連なる1つの背斜と，白沢山アップリフトと折合沢アップリフトを結ぶ潜丘反映状隆起帯とのあいだにみられる小向斜がある。南方堆積区は，高毛山を中心とする南に沈む舟底向斜がみられる。西方堆積区では，沖積平原に覆われて不明である。総体的にみて本地域の褶曲の方向性ならびに特徴については，次のようなことがいえる。すなわち，北方・南方の両堆積区では，八森山・湯瀬山・折合沢アップリフトに対し舟首をつっこんだような形態を示しいずれも舟尾方向に沈んでいる。これに反して東方・西方の両堆積区においては，いわゆる背梁方向～油田方向のN—S・NNE—SSW・NNW—SSE等の方向をもつ褶曲がみられ，かつ予想される。

3.2 断 層

本地域には，多くの断層が確認され，かつ予想されている。これらの断層のうちとくに大きなものは，第4図のように八森山断層・居熊井沢断層・兄川断層および湯瀬山断層等がある。これらの断層の方向性は，必ずしも一定の方向を示していない。すなわち，八森山断層は，ほぼN—S方向，居熊井沢断層は，NNW—SSE方向，兄川断層は，NNE—SSW方向，湯瀬山断層は，ほぼE—W方向を示している。本地域全般にわたっていえることは，兄川断層方向すなわちNNE—SSW方向をもつ断層系列がもっとも多い。ついで，N—S方向，E—W方向の順である。またこれら断層は，地域北東部にもっとも発達している。また堆積区別には，東部・北部両堆積区においてNNE—SSW方向が優れ，八森山アップリフト付近でN—S方向，地域南東部の湯瀬山・折合沢両アップリフト付近では，E—W～NNW—SSEの方向をもつ断層がすぐれている。これらの断層は，概して隆起部を中心として沈降部に向かい step 状に落ちている傾向がみられる。またこれらの断層の活動期は，概してE—W～NNW—SSE方向のものが古く，ついでN—S方向のものがこれについで，最後にNNE—SSW方向のものという順であろう。

3.3 走向・傾斜

本地域の走向・傾斜は，断層の多くの発達とあいまって複雑である。しかし上述したような構造背景のなかで整理した場合，本地域の一般的な走向・傾斜は，次のようなことがいえる。すなわち各堆積区の中心部に向かいほぼ平行の走向方向を示している。また傾斜は，地域東半分すなわち八森山アップリフトより東方地域では，比較的緩傾斜を示している。これに比較して西方堆積区においては，かなり急傾斜がみられることから平原下の構造はかなりの複雑さが予想される。

4. 対 比

本調査地域の各地層が北秋田地域のどの時階に相当するかは，さらにこまかい調査研究が必要である。したがって，ここでは，本地域の各地層の特徴ならびに新しい

ことがらを付記して対比に役立てたい。

（対比については，さらに調査範囲を拡大し，かつ多くの問題点を解明した後に報告する。）

① 兄川層は，浅近海性堆積相を示し植物化石を産する。その層厚は，50～200mである。またこの兄川層と上位の穴内沢層とは，大部分が不整合である。

② 穴内沢層は，礫層を主体とする落ちこみ状～周辺相を呈し，場所によっては，100m内外の層厚を示す。また本層は，場所により尖滅する。上位の湯瀬含礫凝灰岩層とは，漸移する。

③ 湯瀬含礫凝灰岩層は，その名のように含礫（亜角礫～円礫）状を呈する，いわゆる緑色凝灰岩である。上位の兄川含化石層と漸移関係を示すものと予想している。また本層の比較的下位に，低品位の石炭の薄層を介在する。

④ 兄川含化石層は，全般にわたって多くの貝化石を産する。これらは，水野によると *Patinopecten* sp., *Ostrea* sp., *Anadara ninohensis* (Otuka), *Pitar itoi* (Makiyama)等である。

⑤ 谷内層は，岩相からみてかなり新しい感じをうける浅近海成堆積相を示し部分的に炭質物の薄層を介在する。

⑥ 火成岩類の特徴として北秋田地域では，しばしば玄武岩を同一時階[2]に考えている。したがって本地域にみられる穴内沢玄武岩もその意味において重要であろう。

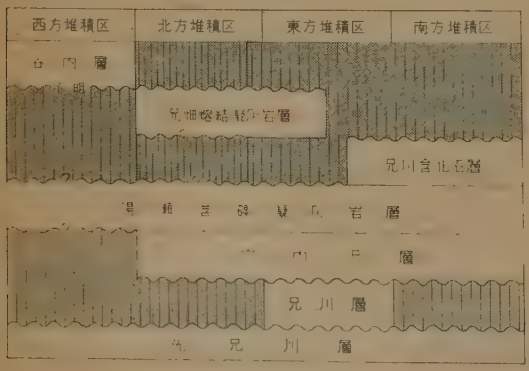
5. 考 察

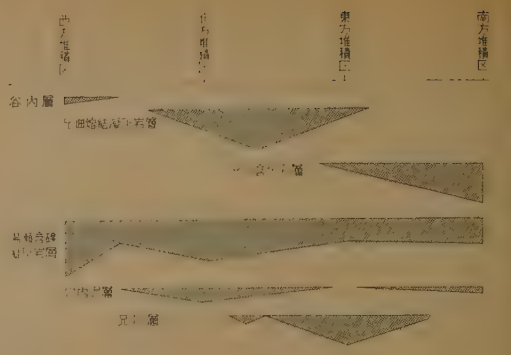
前述した多くのことがらをもとにして，本地域の堆積形態ならびに構造発達の2～3について考察してみたい。

5.1 堆積形態

本地域における堆積形態を考える前に，各堆積区における堆積層の層位関係を示す必要がある。第4表にみられるように，本地域の各堆積区における層位関係は，各堆積区ごとに多少の差異がある。このことは，後でのべる構造発達の過程において重要な要因である。兄川期の層厚変化は，第5図に示すように東方堆積区にもっとも厚く発達している。これについで，北方堆積区である。他の堆積区においては，兄川期に相当する堆積層はない。したがって，すくなくともこの時階の堆積物は，北東部に厚く，南西部で薄化していたと考えられる。

第 4 表





第 5 図

穴内沢期の層厚変化は，北方堆積区において，もっとも厚く，ついで，南方堆積区，東方堆積区という順になる。西方堆積区には，本岩相に相当するものは明らかでない。

湯瀬期の層厚変化は，兄川期とは相反する堆積形態を示している。すなわちもっとも厚い堆積区は，西方堆積区ついで北方堆積区・東方堆積区・南方堆積区の順となる。

兄川含化石期の堆積物は，地域南部の南方堆積区と東方堆積区の一部にだけ発達している。その他の堆積区には，これに相当する岩相は明らかでない。

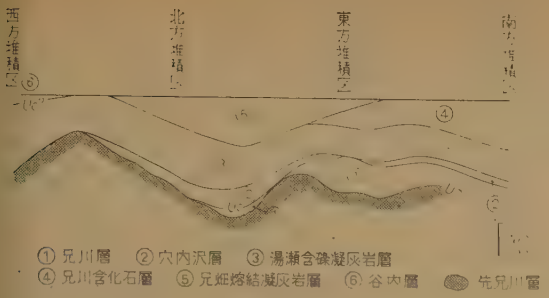
兄畑期の堆積物は，北方堆積区にみられるだけであって他の地域では明らかでない。層厚の変化は，穴内期の堆積形態に類似する。

谷内期の堆積物は，西方堆積区だけに発達するものであって他の堆積区では明らかでない。

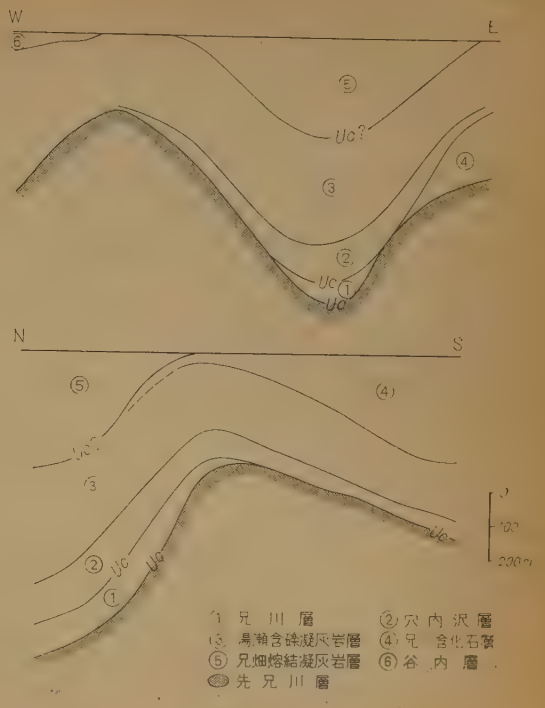
以上本地域の各堆積時の堆積量の変化を述べたが，第5図にみられるように必ずしも一つの方向性がみられない。このことは，本地域の構造運動の発達過程ととくに多くの場で関連がある。また本地域の全般を通じてかなり不安定要素をもつ岩相が多いということとも関連しているであろう。

上述したことがらは，各堆積区における堆積量の変化について述べたのみである。したがってここでは，上述した各堆積盆地を一定の方向すなわち東西方向ならびに南北方向にして扱かってみると，第6図および第7図のようになる。

以上のように本地域の各堆積層の大部分は，小単元の堆積形態を示している。このことは，下位の海進期の堆積相と，上位の海退期の堆積層が比較的接近した場にあ



第 6 図



第 7 図

るとみてもよい。このことは，本地域の堆積量全層厚からみてもいえそうである。したがって本地域の堆積の場は，縁辺相に相当するか，あるいは，他の地域に比較して不安定要素がすぐれていたかのどちらかである。しかし第2図でみられるように本地域は，北秋田全般を通じて基盤岩の露出範囲の大きなことからみてやはり前にのべたとおり縁辺相としての性格が強いと考えられる。

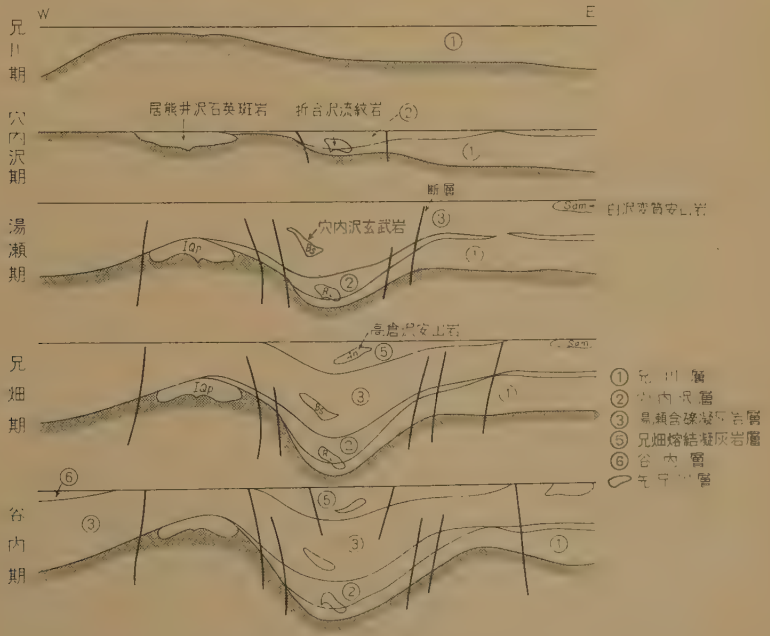
前述したことがらをまとめて本地域の堆積形態を考えると第8図のようになる。

5.2 構造発達史

本地域は，第2図で示すように多くの断裂帯によって多くの地塁・地溝を呈している。しかし大きな単元でみると八森山アップリフトを中心としてその周辺に小単位の構造配列がうかがえる。したがって本地域の構造発達を考えるまえにもっとも必要な要素は，八森山アップリフトの解明にある。

すでに前でのべたように八森山アップリフト，湯瀬山アップリフトおよび折合沢アップリフトの三地塁は，ほぼNWW　SEE方向に並んでいる。この方向性は，本地域の基盤岩の分布とかなり密接な関係があるものであろう。

上述した3つのアップリフトを結ぶNWW--SEEの隆起の時期は，かなり早い時期，すなわち兄川期堆積前



第 8 図

期にすでに潜丘として第8図のように鞍部を形成していた。そのなかでもっとも高く，かつ広い鞍部に相当するものが八森山付近であったろう。この八森山付近は，兄川期末期に貫入した居熊井沢石英斑岩の突出により急激な隆起運動が起こり兄川層を侵食の場へ突上げた。また一方これに伴う，ほぼN—S方向の断層が起こった。この急激な隆起運動のためその東方～西方に沈降部が発達した。

これに対して，穴内沢層で特徴づけられる急激な落込形の堆積相が埋立てている。さらに湯瀬期に入っても引き続き隆起部と沈降部は，逆転することなく沈降・隆起を続けている。しかし前者の運動に比較してその運動は，微弱なものであったとみられる。このことは，湯瀬期の堆積物がかなり調和をたもっているからである。しかし兄畑期に入るや上述した沈降部・隆起部は，再び沈降および隆起運動をはじめ兄畑期の堆積をみている。この時期の運動に伴って，NNE—SSW方向の断層が発達した。また，折合沢アップリフト—白沢山アップリフトを結ぶ潜丘反映状の地塁状突出が最終的に形成されたのもこのころである。しかしこの地塁状突出部は，居熊井沢石英斑岩の貫入時期にすでにめばえていたものである。上述した兄畑期を最後にして少なくとも地域東方では，プラットホーム状の隆起を続け，谷内付近に沈降部が移っている。

以上のことがらからみて，本地域の構造発達の形態としては，従来一般にいわれるように東方から西方に構造盆地が移動しているようである。

6. あとがき

以上，本地域の地質層序およびこれにまつわる若干の問題についてその概要を報告した。しかし地域全般にわたって同一の目的で観察したわけではなく多くの問題点がある。

したがって39年度以後さらに検討を加える必要がある。とくに次の3点について再検討ならびに調査が必要である。

1) 兄川層（浅近海性堆積層）は，北秋田金属鉱床密集地域のどこの時階に相当する堆積層か。

2) 居熊井沢石英斑岩の貫入の時期。

3) 兄川上流付近の兄川含化石層と，熊沢川上流老の沢付近に産出する化石との層序学的比較，ならびに老の沢から東方兄川上流に連なる寒背付近までの層序の確立。

文献

1) 井上 武(1960)：秋田油田地域における含油第三系およびその基盤グリンタフの火成層序学的研究，秋田大地下資源開発研究報告，no. 23

2) 上田良一・井上武(1961)：秋田県北秋田・鹿角両域の遠部層について，秋田大地下資源開発研究報告，no. 24

551.24：550.834.3(521.14)

秋田県十和田町付近における地震探査について

——北鹿地帯における地震探査　第1報——

平沢　清*

まえがき

昭和38年度から「金属鉱床密集地域の広域調査研究」事業が開始され，初年度は秋田県北鹿地帯に多くの調査研究が実施されている。この地震探査もそれらの調査研究の一環として実施されたものである。さらに38年度中に大館盆地西縁地域でも地震探査が実施されたが，この報告の地域とは距離も距っているので，別に報告される。この報告は北鹿地帯における地震探査の第1報として十和田町付近において行なった探査についてのみ報告する。

また，北鹿地帯には地質鉱床調査をはじめ構造試錐・地化学探査・地形測量なども実施され，物理探査については重力探査・磁気探査も行なわれている。

したがって，全調査完結後，それぞれの取りまとめまたは総合報告が行なわれるので，この報告はそれらの調査に資料を提供するため，速報的意味でまとめたものである。

1. 緒　言

昭和38年度「金属鉱床密集地域の広域調査研究」事業の1つとして，秋田県鹿角郡十和田町付近において地震探査を実施した。

元来，地震探査はその原理から，油田など比較的地表が平坦で地下構造もそれほど複雑でなく，基盤とそれを覆う第三系との速度差が顕著な地域においてこそ，初めて真価を発揮し得るもので，本地域のように，基盤構造そのものが複雑で，しかも火成岩類や火成作用による堆積物が介在するような地域においては好結果を得ることが仲々難かしいとされている。

一方，北鹿地帯の広域調査研究の主目的は，広範囲にわたる地域の地質構造を把握し，地質構造と金属鉱床分布との関連などにつき総合的に研究することであって，個々の鉱床を対象とするものではない。地質構造の把握にはまず基盤岩類の深度および構造を把握することが重要であることはいうまでもないことである。

そのため，本地域の地震探査は基盤の深度および構造の探査に目標をおいて計画されたものであるが，前述のような理由から，これを詳細に求めることは困難であり，その第1回として本調査では，このような地域でどんな走時曲線が得られるか，どの程度の地下構造を解析し得るか，また地震探査結果がどの程度に信頼し利用され得るか，などの点について，試験的な意味も含めて計画および実施されたものである。

本調査は，計画および実施監督などを筆者が担当し，現地調査ならびに結果の解析などは外注作業として実施した。

本調査を実施した機関は下記のとおりである。

爆発孔掘さく　奥山ボーリング株式会社
　　利根工事株式会社
地震探査および解析（測線測量も含む）　株式会社
　　応用地質調査事務所

地震探査結果は株式会社応用地質調査事務所（以下この報告では「応用地質」と略称する）から「秋田県十和田町附近地震探査報告」として本所に報告されている。

この報告は，主として「応用地質」から提出された上記報告に基づいて，その結果を発表し検討するものである。

2. 測線設定および調査経過

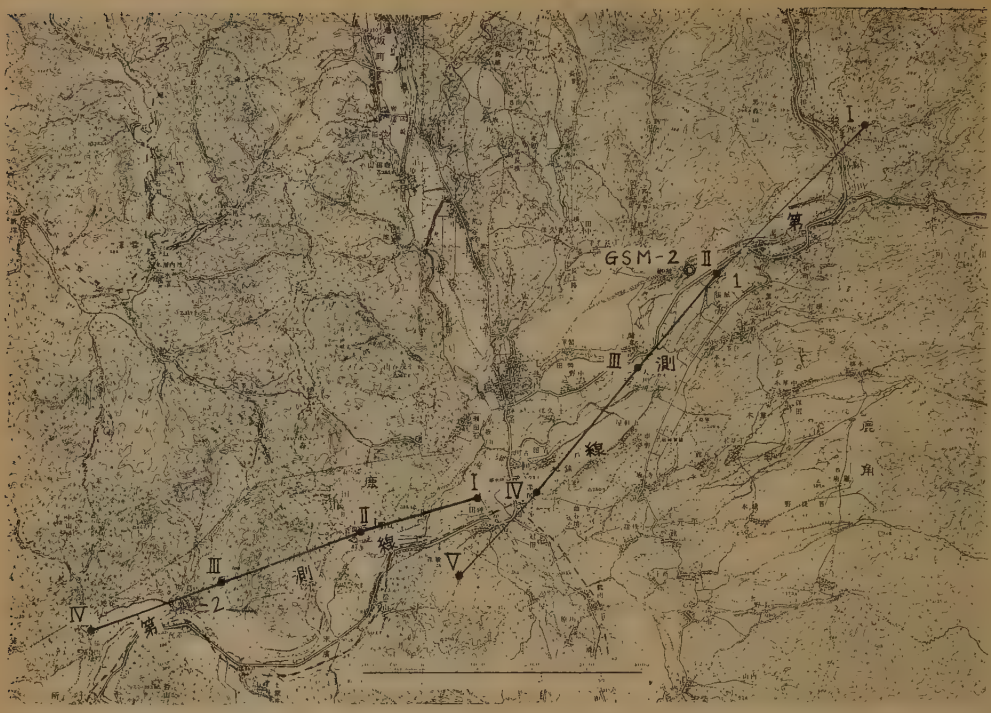
2.1 測線設定

北鹿地帯は大館盆地・花輪盆地を除くほかは山地が多い。地震探査を行なう場合，地形の急峻な地域では走時曲線の分解能が低下するので，測線はできる限り平坦地を選んで設定するよう努めた。幸い構造試錐GSM-2号が大湯温泉付近の腰廻で実施されたので，この構造試錐に関連して Well-shooting 結果と地震波速度層ならびに地質との対応を考察できる便もあり，また地質の主構造方向も考慮したうえで第1図のように米代川沿いのほぼ東西方向の測線を設定した。

すなわち，GSM-2号井付近を通り，大湯川沿いの大略 NE—SW 方向で全長約 11km の第1測線，米代川沿いの大略 E-W 方向で全長約 7.6km の第2測線の2測線である。その探査目的は，本地域の地質構造の解明に重要な意義を有する基盤岩の深度およびその上面の構造把握を最重点に，併せて新第三系内の速度分布による層状構造を把握することである。

第1測線は全長 11km のうち，中央部 5.5km のみを

* 物理探査部



第1図　測線配置図

第1表　測線概要

測線名	測線方向	測線全長 (km)	観測区間 (km)	受振点間隔 (m)	観測点	爆発点	備考
第1測線	N40～45°E	10.9	5.4	60	93点	5点	地形ほぼ平坦
第2測線	N70～73°E	7.6	7.6	80	94〃	4〃	測線中央部起伏に富む

観測した。これは第1測線付近は当初の予想では基盤までの深度はかなり深く，1,200～2,000m程度とされていたので，受振距離を長く取って基盤からの走時を観測区域全域にわたって連続的に得るため，測線両端延長上に爆発点を設ける遠隔爆発法を採用したためである。（爆発点IおよびV）第1測線では，このほかに観測区間内の両端付近および中央付近にそれぞれ1点ずつ計5点の爆発点を設定し，受振点間隔を60mとし観測区間全域について5点からの爆発による震動を観測した。爆発孔はIおよびVに各3孔，II，IVに各2孔，IIIに1孔それぞれ30mの深さまで掘さくした。（奥山ボーリング株式会社担当）

第2測線では爆発点を4点設定し，受振点間隔80mで測線全域を4点爆発で観測した。爆発孔は1点当り2孔計8孔とし，一部を除き深さは各30mとした。（利根工事株式会社担当）

第1表・第2表に「応用地質」の報告から測線概要および爆発点概要を示す。

第2表　爆発点概要

測線名	爆発点番号	掘さく孔数	所在地	備考
第1測線	I	3孔	十和田町堀内	国有林内
	II	2	〃 大湯	水田
	III	1	〃 大河原	〃
	IV	2	〃 沢尻	〃
	V	3	〃 工筆森	〃
第2測線	I	2	十和田町神田	原野
	II	2	〃 小真木	鉱山沈殿地
	III	2	大館市葛原	草地
	IV	2	〃 猿間	畑

2.2 調査経過

調査経過と期間・人員は次のとおりである。

(1)調査地予察　38年6月（平沢）

(2)測線および爆発点位置選定　38年9月
（平沢および受注各社）

(3)爆発孔掘さく　38年10～11月

奥山ボーリング　高藤一男他3名
利根工事　星　他3名
(4)測線測量　38年10月　応用地質　青葉雅志
(5)地震探査　38年11月および12月（再測）
応用地質　金子徹一・東山俊博他7名
(6)解析　39年1～2月　応用地質

なお，筆者は地震探査実施期間中現地に滞在して監督・技術検収に当った。

2.3 調査方法

地震探査の実施方法について，前記の本所の計画に対し「応用地質」では火薬量の節約ひいては爆発孔の保全をはかり，調査を安全かつ迅速に実施するため，普通24成分探鉱器1式を用いるところ，これを2台使用して48成分の同時観測を行なった。使用器械は同社製 TR–1型・TR–2 型および E.T.L.M–3 型である。これら型式の異なる探鉱器を使用するので，使用器械による誤差を修正するため各 spread 両端の受振器の重複および刻時線の点検などの注意をはらった。

火薬量については，本所の資料から適正な受振距離対所要火薬量曲線を作成し，これに従わしめた。ちなみに「応用地質」が今回の地震探査で消費した火薬の総量は1,040kg である。今回の地震探査は各 spread について全爆発点からの受振を行なったため，最大受振距離は長く，第1測線で約 8.8km，第2測線で約 7.6kmであり，1回の使用薬量も最大 150 kg に及んでいる。それでもなお，昼間は交通機関など雑音発生源も多いため，初動と雑音との割合（S/N 比）が悪く，そのため遠距離からの受振はほとんど早朝または真夜中に実施せざるを得なかった。

記録は第2測線の一部を除き一般に良好であった。「応用地質」からの報告には記録写真も附されているが，この報告では省略する。第2測線は小真木鉱山付近を通るため，同鉱山の動力線の 3,300 vo!t 交流に妨害され，この付近の記録は良好とはいい難いが，これらの妨害を除去することは困難であった。

3. 解析方法および解析結果

解析方法および解析結果は地震探査報告中もっとも重要な部分であり，解析者の判断も多くはいる部分である。そこでこの章は「応用地質」から提出された報告書の同標題の章の全文を掲載し，その検討は次章に行なうことにする。ただしこの報告における掲載図面の関係などもあり，若干の修正と分節の変更は筆者が行なった。以下がその全文である。

3.1 解析方法

観測によって得られた地震記録から，初動の到達時間を読み取り，第2図および第3図上段の走時曲線を得た。なお，走時曲線の作成にあたっては，初動以後の山・谷の走時をも読みとり，初動走時の点検に供した。

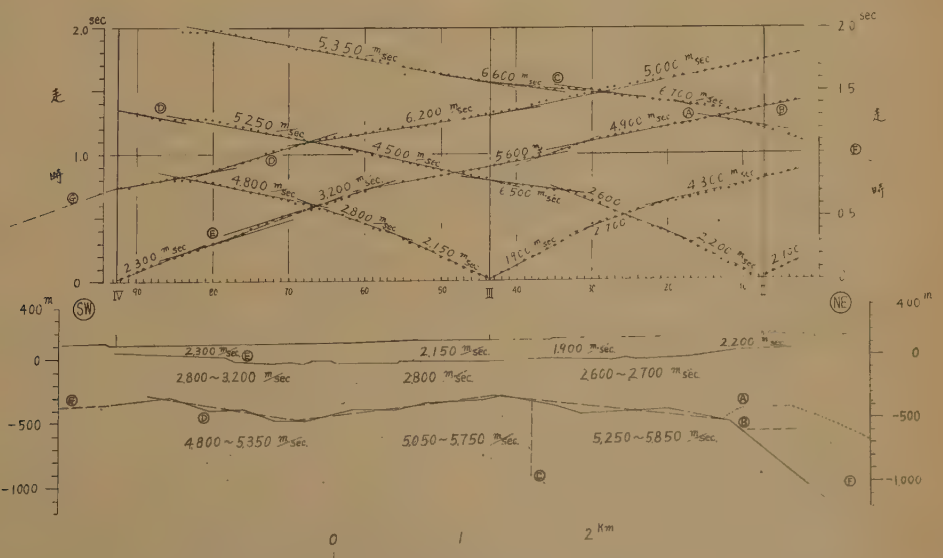
第1測線および第2測線の解析結果を，第2図および第3図下段に解析図（地下速度分布断面図）として示した。

解析の手順は，大略次の方法によった。

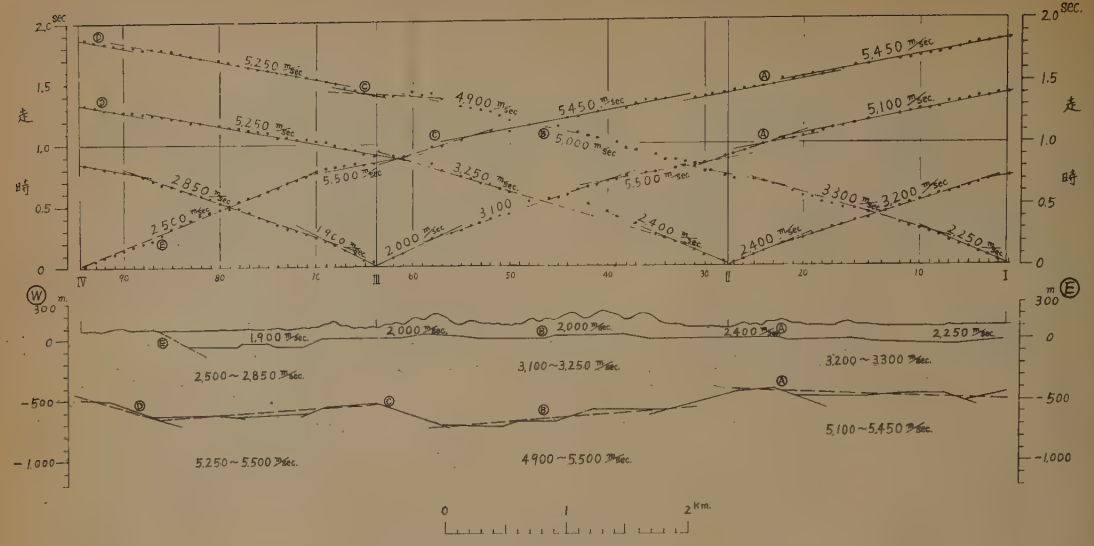
① 走時曲線を大局的にみて直線群に分類し，大略の速度を求め，臨界距離から爆発点下の深さを求める。

② “萩原の方法”により“はぎとり曲線(T′曲線)”を求め，萩原の方法の拡張[1]により真の速度を求める。

③ 走時曲線のばらつき，および T′曲線のばらつき[2]



第2図　第1測線走時曲線および解析図



第 3 図　第 2 測線走時曲線および解析図

（一直線にのらない部分）等を点検し，走時の段違いによる地下構造の異状を検討する。

④ T′曲線およびその拡張[3] により，全観測点下での第 1 速度層および第 2 速度層の零走時を求める。

⑤ 第 1 速度層の零走時を用いて，大略の第 1 速度層の深さを決定する。第 1 速度層の零走時が求められない場合，図式解法により決定する。

⑥ 第 1 速度層の零走時を用いて，金子の 3 層構造解析法[4] により第 2 速度層の深さを求める。

⑦ 金子の方法により求めた各速度層の境界について，図式解法により Path 計算を行ない，最終結果を求める。

解析は上記の方法によったが，以下第 1 測線および第 2 測線の走時曲線の特徴を考察し，解析上の問題点および解析結果につき述べる。

3.2 第 1 測線

本測線の解析結果は，次の速度層に分類された。

第 1 速度層　1,900～2,300m/sec

第 2 速度層　2,600～3,200m/sec

第 3 速度層　5,350m/sec (4,800～5,850m/sec)

走時曲線の特徴として，次の点が考えられる。（以下Ⓐとは第 2 図内の記号を参照されたい。）

(1) 各爆発点からの走時曲線を，両対数グラフにプロットしてみると，明らかに 3 層構造の特徴をしめしており，測線全域で 3 層構造と考えられる。その 1 例を図にしめした。（筆者注，図省略）

(2) 爆発点Ⅰ，Ⅴ（遠隔爆発点）とⅡ，Ⅲ，Ⅳとの走時曲線を比較してみると，その傾向（おもに平行性）が一致しない部分があり，深部までミラージ層となっているものと予想される。

(3) 爆発点Ⅱ，Ⅲ，Ⅳでの第 2 速度層の臨界距離はⅢでもっとも短く，大局的にみて，Ⅲで凸型の地下構造と考えられる。

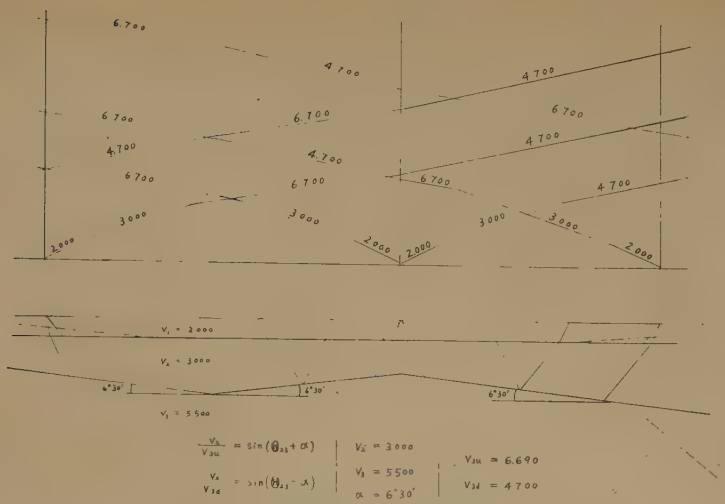
(4) 各走時曲線上で走時の段違いが多くみられ，地下構造は複雑なものと考えられる。とくにⅡ，Ⅳ付近の走時曲線は，大きな段違いがみられる。

以上の諸点を考慮して，各速度層の解析結果について述べる。

(i) 第 1 速度層は，爆発点近傍の走時曲線から求めた値を真の速度として解析した。地表部付近の状況から判断すれば，地表部には第 1 速度層より遅い速度層が分布するものと思われるが，走時曲線には表われないほどの薄層のため解析上は無視してさしつかえないと判断した。第 1 速度層の深度は，第 2 速度層の走時曲線が重複している部分の零走時から求め，その他の部分は図式解法により決定した。また，境界の凹凸の多い部分は，走時曲線の精度および速度決定精度からみて，凹凸を無視して，直線と解釈してもよいものと考えられる。

(ii) 第 2 速度層は，2,600～3,200m/sec を示しているが，第 1 速度層が大局的に幾分傾斜している点を考慮すれば，見かけ速度とも考えられる。しかし，走時曲線上に表われている範囲が少ないため，真の速度を求めがたく，一応真の速度とみなして解析した。また，金子の方法による第 1，第 2 速度層の平均速度は，2,330～3,050m/sec の範囲で求まっている。

(iii) 第 3 速度層は，第 2 図の走時曲線で 4,300～6,600



第4図　第1測線モデル走時曲線

m/sec の見かけ速度をしめし，傾斜を考慮すれば真の速度として 4,800～5,850m/sec の範囲の値が考えられる。しかし，T′ 曲線では 5,350m/sec の直線上にのっており，この値を真の速度とみなした。本層の上面の境界は，金子の3層構造解析法により求めた結果である。その凹凸の精度は，零走時の精度，第1・第2速度層の速度決定精度および第1速度層の深さの決定精度などによるもので，これらの点をさらに吟味する必要はあるが，図式解法による Path 計算の結果，観測走時と計算走時の差は 1/100～5/100sec 程度である。そのため，第3速度層上面の境界として，第2図破線の境界程度の解析結果を考えた方がむしろ妥当と思われる。

なお，参考のために第2図の解析結果をさらに簡単化して，モデル走時曲線を求めたのが第4図の走時曲線である。第3速度層の傾斜を 6°30′，真の速度を 5,500 m/sec として見かけ速度を計算してみると，6,700m/sec および 4,700m/sec となる。この結果を第2図の走時曲線と比較してみると，ほぼ同じ傾向の走時曲線とみなされる。

つぎに，No. 1～15 間の断層については，確証はなく記録上の初動の減衰[5]の状況からみて，断層と推定される。しかし，以下のⒶ，Ⓑにしめす解釈もまったく不可能ではなく，今後さらに検討を要する点であろう。

第2図の記号Ⓐ～Ⓘは本測線の解析上あるいは結果の解釈の点で問題があると思われるため，とくにふれてみることにしたい。

Ⓐ：記録の初動の状況からみて，走時曲線の折点をⒶの位置とも考えられる。解析図はⒶの破線の境界になるが，その可能性は少ないようである。

Ⓑ：走時曲線をⒷのように考えれば，解析図Ⓑの境界になるが，Ⓐの場合より可能性は少ないものと思われる。

Ⓒ：走時曲線でⒸの位置の段違いを考えずに直線的にみた場合，傾斜構造による見かけ速度をしめしており，No. 38 付近で速度が変化しており，5,800 m/sec 程度である。深さは幾分深くなる傾向である。

Ⓓ：この付近の走時曲線は大きな段違いをしめしており，解析図Ⓓ付近の階段構造に起因するものと思われる。しかし，解析図よりもさらに急激な段違いの存在も考えられ，さらに検討を要すると思われる。

Ⓔ：Ⅳからの走時曲線のⒺの段違いから予想される結果である。

Ⓕ：Ⅰ（遠隔爆発点）からの走時曲線がⒻのような破線とみなした場合，図式解法により予想される深さである。また，この付近の断層の存在は記録からも予想され，今後他の調査による検討がのぞまれる。

Ⓖ：Ⅴ（遠隔爆発点）からの走時曲線（破線）から予想される境界であり，走時の折れ点は No. 95 よりⅤに近い位置になる。（第2測線の解析結果とほぼ一致している。）

3.3 第2測線

本測線の解析結果は，次の速度層に分類された。

第1速度層　1,900～2,400m/sec
第2速度層　2,700～3,250m/sec
第3速度層　5,350m/sec (4,900～5,500 m/sec)

走時曲線の特徴として次の点があげられる。

(1) 各爆発点での第3速度層をしめす走時曲線はおおむね平行である。

(2) 各爆発点での第2速度層の臨界距離は，2,000～2,500mをしめし，第1測線に較べ第2速度層は深いこ

とが予想される。

(3) 全体的に走時曲線はばらつきをもっており，とくにⅡ，Ⅲ間は，地形的にも起伏に富んだ測線であり，走時曲線も段違いが多く，非常にばらついている。

(4) Ⅳの爆発点付近の走時曲線は，直接第2速度層に相当する速度値をしめしている。

次に各速度層の解析結果の問題点につき述べる。

(i) 第1速度層は，第1測線とほぼ同じ傾向をしめしているが，とくにⅡ，Ⅲ間の凹凸の多い測線下では，解析精度も幾ぶん落ちるものと思われる。また，速度値は平坦な測線部と較べると幾分異なると思われるが，一応 2,000m/sec として解析した。

(ii) 第2速度層は，第1測線に較べ第2速度層の走時曲線が重複する部分が多く，また，その値は真の速度をしめすと考えられる。しかし，第1測線より若干速い値を示しており，金子の方法による平均速度は，2,490～3,100m/sec である。

(iii) 第3速度層は，見かけ速度として 4,900～5,500 m/sec をしめしており，第1測線に較べその範囲はきわめて小さい。また，T'曲線では，走時の段違いを考慮するならばほぼ 5,350m/sec の直線上にのり，この値は真の速度と考えられ，第1測線の値とほぼ同じ結果である。金子の方法により深さを求めた結果では，第1測線と同じく複雑な包らく線の境界として求められるが，精度からみて測線中央部で凹型をしめす第3図破線の境界と考えるのが妥当のようにも思われる。

つぎに，第3図の記号Ⓐ～Ⓔについて考察しておく。

Ⓐ：2つの部分の走時曲線の段違いおよびみだれは，おもに解析図Ⓐの部分の階段構造に起因しているものと考えられる。また，地形の凹凸にも若干原因があるものと思われる。

Ⓑ：走時曲線は段違いが多く，解析図Ⓑではさらに複雑な構造と思われるが，地形の起伏がはげしいため，第2速度層上面の境界は推定であり，精度はかなり落ちるものと思われる。

Ⓒ：走時曲線Ⓒの段違いは，地下構造の影響に起因しているもので，解析図Ⓒの部分はさらに急激な階段構造になっている可能性も充分考えられる。

Ⓓ：測線の端のため明確ではないが，Ⓒと同じく断層の影響によるものと思われる。

Ⓔ：Ⅳからの走時曲線では明らかに第1速度層を欠除しているが，この点については地質的にさらに検討すべきであろう。

本章における注

1) 田治米鏡二・武内俊昭：屈折法の解析に対する萩原の方法の拡張，物理探鉱11（1958），44～46

2) 田治米鏡二：新潟県見附市郊外の小発破実験場で行なった屈折法による地下探査，北大地球物理学研究報告11（昭和38年）

3) 田治米鏡二・岡田広・浜田和郎・窪田将：静内ダム及び下静内ダム予定地での弾性波探査，北大地球物理学研究報告8（昭和36年）

4) 金子徹一：屈折法における3層構造の簡単な解析法，物理探鉱14（1961），28～32

金子徹一・田村芳雄：屈折法における多層構造の簡単な解析法，地質調査所月報，14—1（1963）

5) 2)に同じ

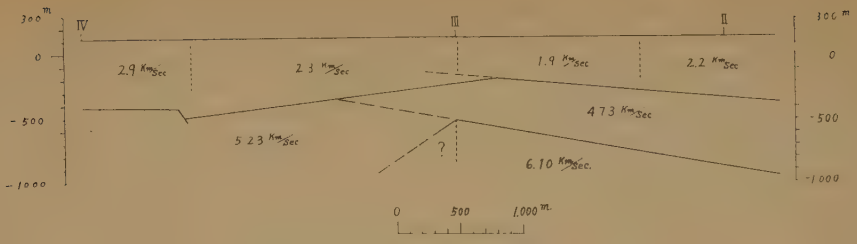
以上が「応用地質」から提出された報告書のうち“解析法および解析結果”の章の全文であり，筆者の見解は加えられていない。なお原報告では両測線について縮尺1/5,000 の解析図が附されているが掲載の都合で省略し，この報告の第2図，第3図および第4図のみとした。その他にも附図および附表・写真などが附されているが割愛した。

4. 解析結果所見

一般に屈折法地震探査の走時曲線の解析には，多分に解析者による任意性があり，解析方法・速度層区分・既知地質情報量などによっても，いくらか異なる結果が得られるのが常である。しかしながら相対応する1組の走時曲線について同一屈折層からの走時か否かの誤認さえなければ，傾向的には極端に異なった解析結果が得られることはない。また解析結果の定量的検討は大変手数のかかる困難な作業でもあるので，詳細な検討は別に行なうこととし，ここでは前章の解析結果を概括的に検討するに留める。

4.1 第1測線

まず，速度層区分については走時曲線を一見して，1,900～2,300m/sec，2,600～3,200m/sec の2層と，見掛け速度 4,300m/sec 以上の速度を一括した3層に分類するのは一応妥当である。しかし第3速度層については見掛け速度は，4,300～6,700 m/sec と広範な幅を示し，なお見掛速度測定の際の定規のあて方次第では約 9,000 m/sec を示す部分さえあって，はたしてこれらを一括して第3速度層として見掛速度の差異はミラーデ現象や地下構造の起伏のみに起因すると解釈するか，あるいは第3速度層をさらに2つあるいはそれ以上の速度層に区分して解釈するかについては今回の測定結果のみでは判断できない。本地域の地下構造はかなり複雑であることが予想され，かつ既往の地震探査資料も乏しい現在では，この報告のように3層構造と解釈しておく方が適当と考える。なお「応用地質」ではこの報告の解析図と別に研



第5図　異なった解釈による第1測線解析の一例

究的意味でまったく異なった速度区分に基づいて概略の解析を試み，筆者に説明があったので，後に述べる。

次に，第1速度層＋第2速度層を示す走時曲線と第3速度層を示すそれとの折点までの臨界距離からみて，Ⅲのものがもっとも短くⅢ付近で第3速度層が盛り上りを示すことは走時曲線上からも容易に予測される。

第3速度層については，(1)遠隔爆発点Ⅰからの走時がⅡの西方で著しい段違いを示す。(2)Ⅱ～Ⅲ間では西行きの走時の見掛速度がかなり速く，東行きのそれは比較的おそい。Ⅱ西方の段違いは，記録から検討すると No. 3～No. 12 付近に現われた 3,000m/sec 程度の波が No. 10 以西では著しく減衰し，phase の追跡が困難となり，代って 6,700m/sec の波が after phase として現われ No. 13 以西ではこれが初動となってくる。これらから第3層はⅡからⅢに向って顕著な上昇を示し，臨界距離からの予測とも合致する。またⅡ付近あるいは以東で何らかの地質構造上の変化があることも推定しうる。Ⅲ～Ⅳ間の走時曲線では No. 81～No. 85 付近に顕著な段違い部分がみられるほかは，見掛け速度は第3層の構造に起因するものと考えてよい。

以上から 3.1 に示した解析結果は現段階では妥当なものと考えてよい。このことは第4図によっても示されている。

さきにふれた異なった速度区分に基づいて解析された結果を参考までに第5図に示す。これは本章冒頭にものべた任意性ということの1つの例証にもなると思う。ここでは簡単のため第1速度層と第2速度層は一括して 1,900～2,900m/sec として取り扱われているが，第3速度層は，4,730m/sec, 5,230m/sec, 6,100m/sec の3つに区分されている。これら3つの速度層全体の形成する構造は，Ⅲ付近の盛り上り部分，Ⅲ～Ⅳ間の凹型構造など巨視的には第2図のものと傾向的差異はない。また第3速度層を3分して考えることも現段階では地質的に明確に説明づける資料はない。このことから第3速度層がかなり複雑な速度層であり，地質的に一概に基盤層と断定することは無理なようである。

4.2 第2測線

速度区分については第1測線と同様，3層構造とするのが妥当である。第3速度層については見掛け速度は 4,900～5,500m/sec と，第1測線に較べてその幅が少なく，これは第3速度層の速度変化が比較的少なく，かつ構造が比較的平坦であることを示すものであり，見掛け速度の差は第3速度層の起伏に起因するものと解釈してよい。

また，第3速度層を示す走時までの臨界距離は第1測線のそれよりいずれも長く，3.3 にも述べられたように第3速度層の深度は第1測線の場合よりも深いのは当然である。

第2測線は測線中央部が山岳地帯であり，地形による走時曲線の凹凸が激しく，かつ2章で述べた理由から記録上で正しい初動を読み取り得ないものもいくらかあり，測線中央部の解析精度の低下は否めない。

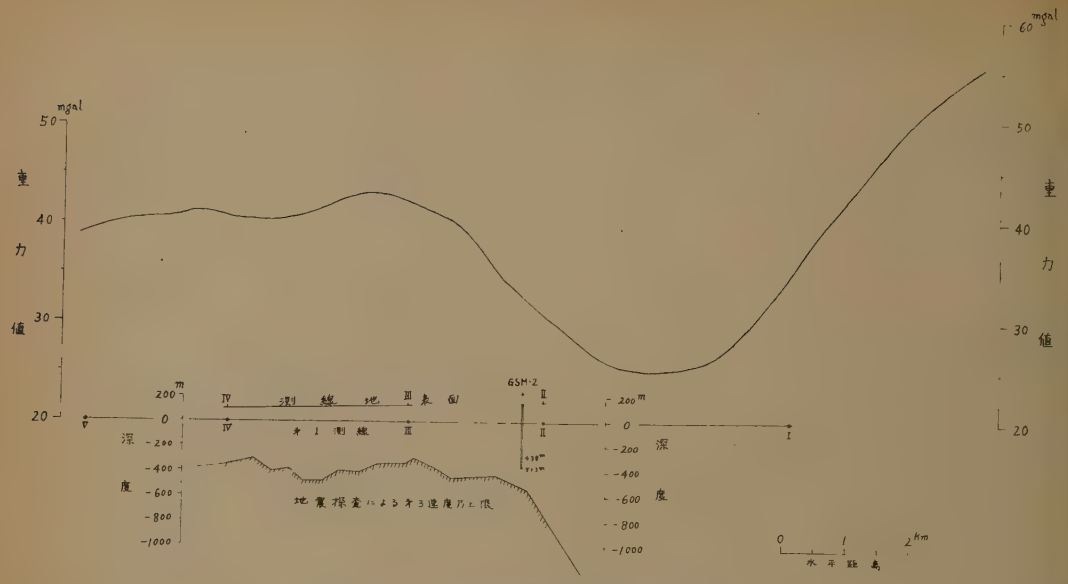
以上述べたように，第2測線の解析結果は必ずしも満足すべきものではないが，大規模な屈折法地震探査の技術の現状から考えるとある程度はやむをえない事情もあり，おおむね妥当な結果であろうと考える。

5. 重力探査資料との比較

北鹿地帯における物理探査として同地帯全域にわたる重力探査が進められている。昭和38年度はおもに花輪盆地を中心に実施されたのでその中間報告と地震探査結果とを比較する。

重力探査との比較資料のあるのは第1測線のみである。その結果の概略は第1測線東部にきわめて顕著な低重力域がほぼ南北方向に存在する。瀬谷によれば，この低重力は高密度層の急激な落ち込みとして説明され，その深さは密度差を 0.5とした場合約 2,300mと算定されている。一方，同じ計算から GSM-2 号井付近ではこの高密度層は深さ約 600mと計算され，両者の間の急激な落差は大きな断層構造を予想させる。これらの計算は GSM-2 号井を含むほぼ東西方向の計算測線について行なわれたもので詳細は別に発表される。

さて第1測線は重力計算測線と若干方向が異なり，重力傾向に斜交するため，重力値から地下構造を計算する



第 6 図　第 1 測線上の重力断面と第 3 速度層との比較図

ことはできないが，概念的には上記計算測線の結果と大差はない。参考までに第 1 測線上の重力分布を第 3 速度層上限と比較して第 6 図に示した。

以上の重力探査結果と地震探査結果には 2 つの顕著な符合がみられる。その 1 つは GSM–2 号井付近で重力による高密度層の深度と，地震による高速度層の深度がともに約 600m程度であることであり，もう 1 つはGSM–2 号井東方における高密度層の急激な落込みと地震探査による高速度層の形状の傾向的一致である。後者についてはⅠ～Ⅱ間の観測資料がなく，かつ観測区間の末端部でもあるので詳細な比較はできないが，**4.1** に述べたⅡ以東での何らかの地質構造上の変化は，傾向的に重力探査結果とほぼ同様なものとなるのは推定に難くない。

以上から地震探査で第 3 速度層として示された 5,000 m/sec 以上の高速度層と重力探査における高密度層とが，少なくとも第 1 測線東半部ではかなりよく対応するように推定しうる。しかしこの対応が北鹿地帯全域に当てはまるか否かは今後の課題である。今後の本地域における基盤探査上興味ある問題であろう。

6. GSM–2 号井との比較

構造試錐 GSM–2 号井は，第 1 測線 No. 13 の北西方約 370mの位置にある。この試錐井は当初 1,100m掘さくされる予定であったが，遠部層から直接に 438mで基盤古生層と思われる千枚岩質粘板岩に達し 513mで掘進が中止された。

本坑井内で50m間隔に実施された Well-shooting の結果では，深度 513mまでの区間は大まかに次の 4 つの速度帯に区分される。

1. 2,420～2,600m/sec　深度 235mまで
2. 2,850～3,600m/sec　深度 235～ 335m
3. 1,420～1,990m/sec　深度 335～ 435m
4. 3,640～4,130m/sec　深度 435m以下

これらの結果と岩質との比較の問題は別に検討することとし，ここでは基盤の問題についてのみ考察する。

地震探査の第 3 速度層を前章の重力探査結果と併せ考えて一応基盤として考えれば，基盤深度は，試錐結果では 438m，地震探査では約 660mとかなり食い違っている。しかしながら当初予想に反し，基盤が極端に浅いということを地震探査が明確に示し得たことはこの地域における地震探査の適用性検討のうえに大きな収穫である。

次に両者の深度の差異について考察してみる。その差異は 2 割以上に達し，解析誤差としては少し大きすぎる。これに対する考え方として次の 2 つがあげられる。

その 1 つとして，先に述べた重力探査の高密度層と地震探査の高速度層とがよく対応するところから，地質的に基盤とされるものが物性的な基盤と異なっているものではないかという考え方がある。Well-shooting 結果で 438m 以深の古生層の速度として 3,640～4,130m/sec となっており，地震探査の第 3 速度層 5,250～5,850m/sec とは大きく違っているし，試錐コアを観察しても古生層とされる 438m以深のものは断層破砕帯と思われるような非常に脆い部分が多く，第 3 速度層に匹敵する高速度とは到底考え難い。そこで，地質的な基盤とされる古生層中のさらに深部の堅硬な岩質の部分が，物理的には第

3速度層，あるいは高密度層となって示されたものと考える。

これに対し，別の1つの考え方は，地震探査の解析誤差に起因するとする考え方である。すなわち，地震探査では第2速度層は 2,600～2,700m/sec となっているが，Well-shooting 結果では速度的に第2層に相当するものが，2,850～3,600 m/sec と 1,420～1,990 m/sec の2つに分かれ，しかも下部が低速度層となっている。両者の間の第2層の速度および深度にも若干問題があるにせよ，下部に低速度層が存在する場合地表地震探査ではこれを捉えることは原理的に不可能であり，往々にしてこれが基盤深度を誤る原因となる。Well-shooting の結果判明した低速度層を地震探査結果に適用して考えれば，第3速度層の深度は当然もっと浅くならなければならない。

これら2つの考え方のいずれが正しいかは現在のところ断定はできないが，おそらくは両方の原因が関与しているものと考えられる。

以上から現在のところ，第3速度層をもって直ちに基盤と断定するのは早計であるが，本地域の基盤の大まかな傾向を把握する場合に，第3速度層を基盤岩類と対応させて考えても差支えないものと考える。

これらの結果から，地質と地震探査結果とのこの程度の食違いが許容されるならば，本地域の基盤の大勢を把握するのに屈折法地震探査には有効な方法であることが立証されたものと考える。

試錐結果からは，基盤より上部の地層は遠部層と考えられているが，Well-shooting 結果からは3つの速度帯に大別されている。これは岩質の差異によるものと思われ，地震探査結果の第1・第2速度層との対応は現在の所不明である。両者を一括して第四系および第三系堆積物と考えておく。したがって当初目標の1つとした新第三系内の速度分布による層状構造の把握に対しては，現状では目的を達することができなかった。

なお，筆者らは GSM–2 号井のコアについて実験室内における超音波速度測定ならびに見掛け比重の測定を実施中である。この結果は Well-shooting の結果と併せて別に報告し，第1・第2速度層と岩質との対応についても考察する予定である。

7. 結　語

北鹿地帯における第1回目の地震探査として，大湯―十二所間の米代川沿いにほぼ東西方向に，第1，第2の2測線を実施し，次の結果を得た。

1）本地域の速度層は次の3つに分類される。

	第1測線	第2測線
第1速度層	1,900～2,300m/sec	1,900～2,400m/sec
第2速度層	2,600～3,200	2,700～3,250
第3速度層	4,800～5,850	4,900～5,500

2）GSM–2 号試錐資料ならびに重力探査資料から，第3速度層は基盤岩類と一応推定される。

3）第1・第2速度層と地質層序との対応は目下のところ不明である。

4）基盤岩類を示す第3速度層の深度は，第1測線で400～650m程度，第2測線で550～800m程度で，かなり起伏に富み，とくに第1測線のⅢ付近を中心とした盛上り構造，第2測線の中央部の凹型構造は特徴的である。

5）第1測線Ⅱ付近以東に基盤の急激な落込みが推定され，おそらく断層の存在が予想される。断層東部の基盤深度は 1,200m以上と考えられる。

以上から，本地域の基盤探査に対する屈折法地震探査の適用は，その大勢把握にはきわめて有効であり，今後重力探査ならびに構造試錐とも関連させて，地下構造上の問題地域に重点的に実施する必要がある。

（昭和38年11月調査）

本調査に関係ある調査資料

応用地質調査事務所	秋田県十和田町付近地震探査報告
地質調査所	金属鉱床密集地域の広域調査研究，昭和38年度調査成果概要報告
瀬谷　清他	北鹿地帯の重力探査資料
新菱建設株式会社	秋田県十和田町腰廻地区，GSM―2号報告書

551.24：550.834(521.14)

秋田県大館西方における地震探査について

——北鹿地帯における地震探査 第2報——

市川 金徳*

1. まえがき

昭和39年2月～3月にわたり，秋田県大館市西方において地震探査を実施した。本調査は昭和38年度金属鉱床密集地域の広域調査研究の一環として行なわれたものである。本地帯の調査研究の主眼は金属密集地帯における地下構造を広範囲に把握し，地質構造と金属鉱床分布との関連等につき総合的に研究することにある。したがって地震探査は比較的広範囲において地下構造の大勢を知ることができるので，調査方法の一つとして，今回，第2次として計画されたものである。（第1次は平沢清が担当し，北鹿地帯における地震探査第1報として発表された。）調査の結果次の5つの速度層に分類することができた。

第1層……1900～2100 m/sec

第2層……2600 m/sec

第3層……3200 m/sec

第4層……4100～4200 m/sec

第5層……5500～6000 m/sec

本調査は，計画および実施監督などを筆者が担当し，現地調査ならびに結果の解析などは外注作業として実施した。その機関は下記のとおりである。

爆発孔掘さく……利根工事株式会社

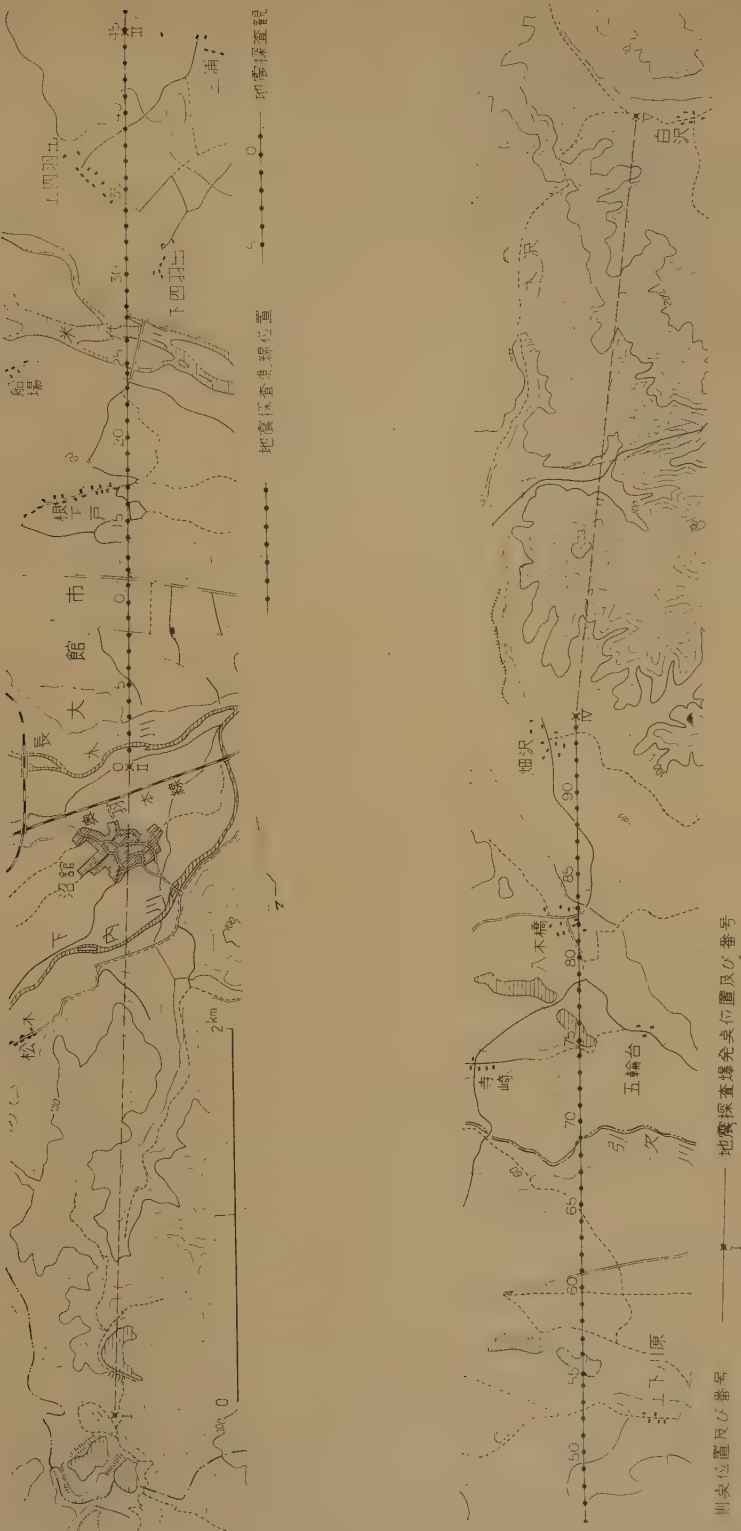
地震探査および解析（測線測量も含む）……株式会社応用地質調査事務所

なおこの報告は主として応用地質調査事務所金子徹一・東山俊博他8名から提出された報告に基づいてその結果を発表したものである。

調査の実施にあたっては，秋田県鉱務課・大館市役所・比内町役場および同和鉱業株式会社花岡鉱業所等の関係者各位に多大な援助をいただいた。ここに記して謝意を表する次第である。

第1図(a) 調査地点位置図

* 物理探査部



第1図 (b)　秋田県大館西方地震探査測線配置図

2. 調査地の概要

本調査地は，秋田県の北東部に位置し，大館盆地のほぼ中央部にあたる。

地震探査測線は，大館市市街地の西方約 2 km の地点から，北へ約 5 km，南へ約11km，計16 km の地域である。調査地内の中央部は，米代川がほぼ北西に流路をとっており，大館盆地の大部分は畑地および水田として耕作されている。

地震探査測線の観測区間はおおむね大館盆地内にあり，標高45～65mでほぼ平坦な地形となつており，測線両端の遠隔発破測線部分は比高差 150m程度の山地形となつている。

本地域の道路網は，大館市内および比内町扇田付近を中心として，2級国道および主要県道が放射状にのびており，各主要道路にはバスの便がある。

調査地付近の地質は，上位から第四紀の砂礫層，軽石層および第三紀中新世のいわゆる緑色凝灰岩類が分布しており，その下位は基盤岩に相当する古生層からなるといわれている。基盤岩までの深度は，1,500～2,000m程度と推定されている。これらの層序関係は複雑なものと予想され，測線の北部付近にあたる花岡鉱山地域で，虎岩達夫・堀越叡両氏が推察されている層序関係を参考までに第 1 表としてしめした。

3. 測線配置および観測方法

測線は，第 1 図秋田県大館西方地震探査測線配置図に示した。測線の概要は次の第 2 表のとおりである。

また各観測点の標高および逓加距離を第 8 表に測量結果として示した。

測線設定に当っては，あらかじめ 5 万分の 1 地形図上にて爆発予定地点の見当をつけ，現地において地形および保安物件などを考慮して最終的に爆発点位置を決定しその爆発点を結んだ直線上に観測点を設けた。そのため測線は爆発点で方向を異にしており，最大 6°30′ である。観測点間隔は，90m を原則としたが，道路，沼，

第 1 表　花岡鉱山地域での層序関係（虎岩・堀越）

時代	層名（男鹿半島）	(A) 層名	(A) 厚(m)	(A) 岩層 堆積岩	(A) 岩層 火山岩	(B) 層名	(B) 層厚	(B) 岩相
第四紀	沖積			砂礫				
	洪積		20m	浮石				
				砂礫				
新第三紀 中世	北浦層					遠部層	m +200	流紋岩～石英安山岩質火山礫凝灰岩 礫岩
	女川層					堤沢層	m +200	堤沢火山礫凝灰岩 頁岩互層
		花岡層	+300 m	泥質頁岩 浮石質凝灰岩 角礫凝灰岩 砂質凝灰岩 凝灰質頁岩	粗粒玄武岩 (石英粗面岩) (黒雲母石英粗面岩)	花岡層	m +400	神山凝灰角礫岩 長森山流紋岩 火山礫凝灰岩頁岩互層 礫岩
	西黒沢層	保滝沢層	100～+300 m	(安山岩質角礫凝灰岩) 頁岩 凝灰質砂岩	(変朽安山岩) 集塊岩	保滝沢層	m +300	硬質頁岩玄武岩互層 玄武岩，玄武岩質凝灰角礫岩
	台島層	杉沢層	100m	(安山岩質角礫凝灰岩)	変朽安山岩			
	門前層	目名市層	350m 土	(安山岩質角礫凝灰岩) 凝灰質砂岩 礫岩	変朽安山岩 集塊岩	目名市沢層	m +400	砂岩 安山岩質凝灰角礫岩 (下部不明)
古生層				千枚岩・珪岩				緑色黒色千枚岩

(A) 虎岩達夫(1959)：花岡鉱山の鉱床の構造規制，日本鉱業会誌，vol. 75，no. 855，9

(B) 堀越叡(1960)：花岡—小坂地域におけるクロコーの層序的位置，鉱山地質，vol. 10，no. 43

第2表　測線概要一覧表

測線名	測線方向	測線総延長	観測測線長	観測点数	観測点間隔	爆発点数	爆発回数	爆発点間隔	火薬使用量
Ⅰ測線	N9°20W～N16°50W	16.38 km	8.52 km	95点	90m	5カ所	21回	3.35～4.51 km	900 kg

第3表　爆発点一覧表

測線名	爆発点番号	掘さく孔数	爆発点位置 (m)	爆発点区間距離 (m)	所在地	立地条件
第Ⅰ測線	Ⅰ	3	No. 0—3,510		花矢町　花岡	山林
	Ⅱ	2	No. 0+0	4,510	大館市　沼館	水田
	Ⅲ	2	No. 44+78	4,040	大館市　三浦	草地
	Ⅳ	2	No. 94+65	4,480	比内町　畑沢	草地
	Ⅴ	3	No. 94+3,415	3,350	比内町　白沢	山林

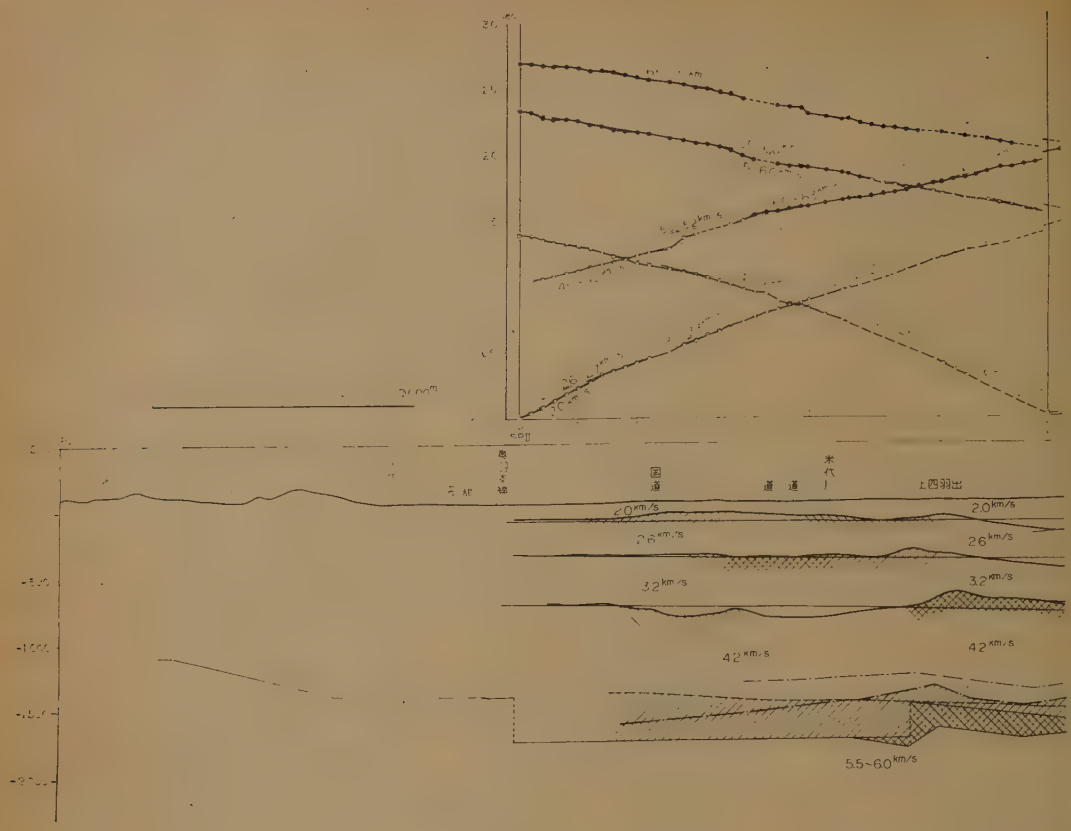
第4表　観測資料（火薬出納簿）

記録番号	測線名	観測点範囲	観測点範囲	爆発番号	薬量 (kg)	爆発深度 (m)	使用増幅器	備考
1	第Ⅰ測線	1964. 3.25	No. 0～24	Ⅲ-1	25	20	T.R.-2	
2		〃	24～46				E.T.L	
3		〃	0～24	Ⅴ-2	180	30	T.R.-2	
4		〃	24～46				E.T.L	
5		〃	0～24	Ⅱ-1	25	20	T.R.-2	
6		〃	24～46				E.T.L	
7		〃	0～24	Ⅳ-1	110	30	T.R.-2	
8		〃	24～46				E.T.L	
9		〃	0～24	Ⅰ-1	100	30	T.R.-2	観測一部失敗
10		〃	24～46				E.T.L	
11		1964. 3.26	0～24	Ⅰ-1	40	30	T.R.-2	観測やり直し
12		1964. 3.28	47～70	Ⅲ-1	25	20	T.R.-2	
13		〃	70～94				E.T.L	
14		〃	47～70	Ⅴ-1	100	30	T.R.-2	
15		〃	70～94				E.T.L	
16		〃	47～70	Ⅱ-1	90	30	T.R.-2	
17		〃	70～94				E.T.L	
18		〃	47～70	Ⅰ-2	180	30	T.R.-2	
19		〃	70～94				E.T.L	
20		〃	47～70	Ⅳ-1	25	20	T.R.-2	
21		〃	70～94				E.T.L	
					900kg			

河川，民家などの付近では一部変更した。

爆発点位置は 4 km ごとに設けることを原則として選定した。第3表に爆発点一覧表を示した。爆薬は1本5 kg，直径75mmの特殊特桐ダイナマイトを使用し，爆発孔としては深度20～30m，内径97mmのボーリング孔を用い，地表下10m以深で爆発させた。雷管は地震探鉱用瞬発電気雷管を使用した。

観測は，全爆発点からの観測を行なった。最大受振距離は，遠隔爆発点Ⅰからの 13.03 km で，使用火薬量は180kgである。長い測線での地震探査屈折法による観測は，調査の経済的効果を考慮して可能なかぎり多成分の地震探査装置を用い，爆発回数およびボーリング孔数を少なくすることが望ましい。また火薬使用量を考慮して可能なかぎりS/N比の向上に配慮しなければならない。そのため本調査では，24成分地震探鉱器2台により48成分として使用し，1回の爆発により約 4km の同時観測を行なった。異なる器械の使用のため，各スプレッド（24成分）の両端の観測点は常に重複させ，スプレッド



第 2 図　秋田県大館西方地震探

間の走時のずれの点検に供した。また，S/N 比の向上のため 4.5c/s および 7.5c/s の地震計を用いるとともに，最大薬量およびボーリング孔数などの限界から，可能なかぎりよい記録を得るためすべての観測は深夜観測を実施した。

第 4 表には全観測資料を示した。

4. 解析法および解析結果

観測によって得られた地震記録から，初動の走時曲線を完成し，第 2 図上段にしめした。

第 8 表には，初動走時の読取結果をしめした。

初動の走時曲線の作成にあたっては，初動以後の山，谷の走時をも読み取り，初動走時の点検に供した。また走時曲線の読取りは，1/1,000 秒で行なったが，記録の初動部分の立上りなどからみて，走時曲線にみられる局部的凹凸にそれほどの精度は期待できないものと思われる。とくに遠距離での爆発点による記録においては，S/N 比などを考慮するならば走時の誤差として 1/100 秒程度は考えられる。

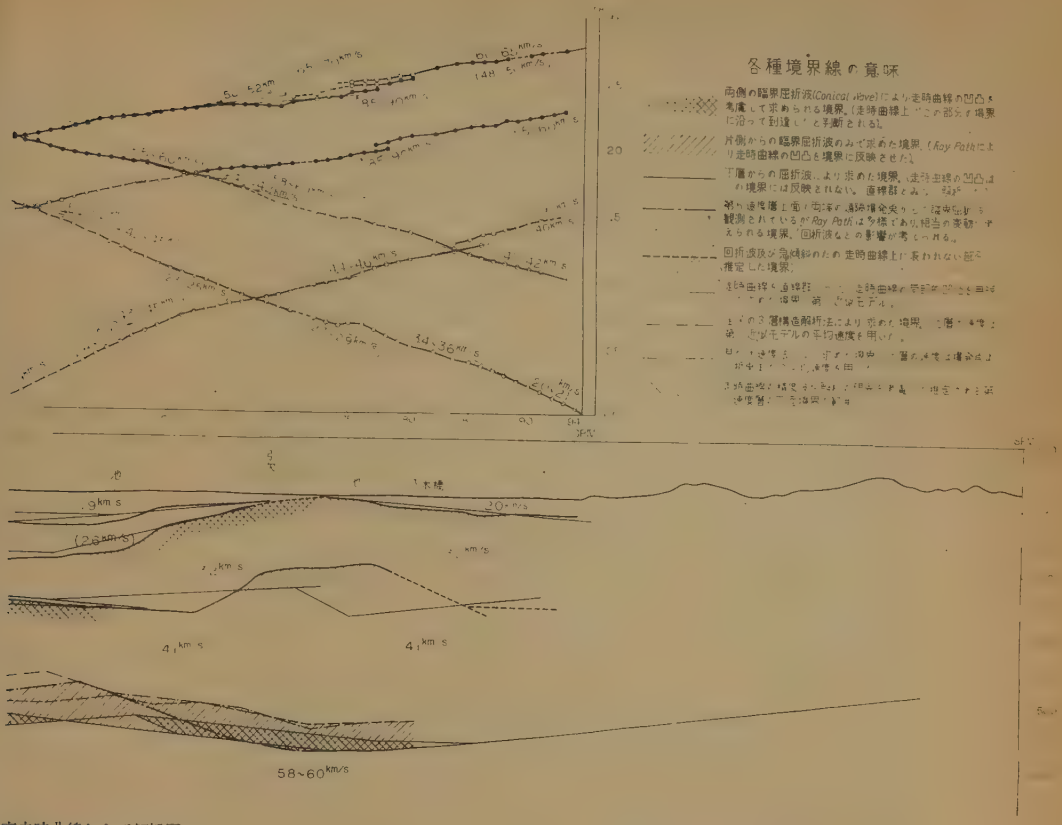
第 2 図下段には，解析結果の地下速度分布を解析図として示した。解析にあたっては，走時曲線を大局的にみた直線群に分類し，速度層構成のモデルを推定し，Ray Path の走時を計算し，走時曲線にみられる見かけ速度に合致した速度層構成を第 1 近似モデルとし，再び Path 計算により最終結果を求めた。また萩原の方法（はぎとり法）を拡張した解析法[1]，零走時を用いた解析法[2]，見かけ速度を用いた解析法[5] などの数種の解析法を試みた。この結果を第 2 図に同時に示した。以下，本測線での走時曲線の特徴，解析法，および解析結果について説明する。

4.1 走時曲線の特徴

第 2 図の走時曲線中に，大局的な直線群にわけた速度分類をしめした。走時曲線の特徴から次のような点がみいだされる。（以下爆発点番号を I, V，観測点番号を No. と略記する。）

(i) 爆発点区間の走時曲線の特徴として，Ⅱ～Ⅲ間は，ミラージ層としての傾向を示しているが，大局的な直線群に分類すれば，ほぼ水平とみられる 4 層構造となる。また，Ⅲ～Ⅳ間では，見かけ速度も複雑で，折れ点の位置も不規則であり，速度層構成も複雑な傾斜構造と予想される。

(ii) 走時曲線の平行性からみればⅠおよびⅡとの走時



第3図　走時曲線および解析図

曲線は，No. 65～No. 95 間で，またⅣおよびⅤとの走時曲線はNo. 25～No. 0 間で平行とみなされ，同一層を通ってきたものと考えられる。

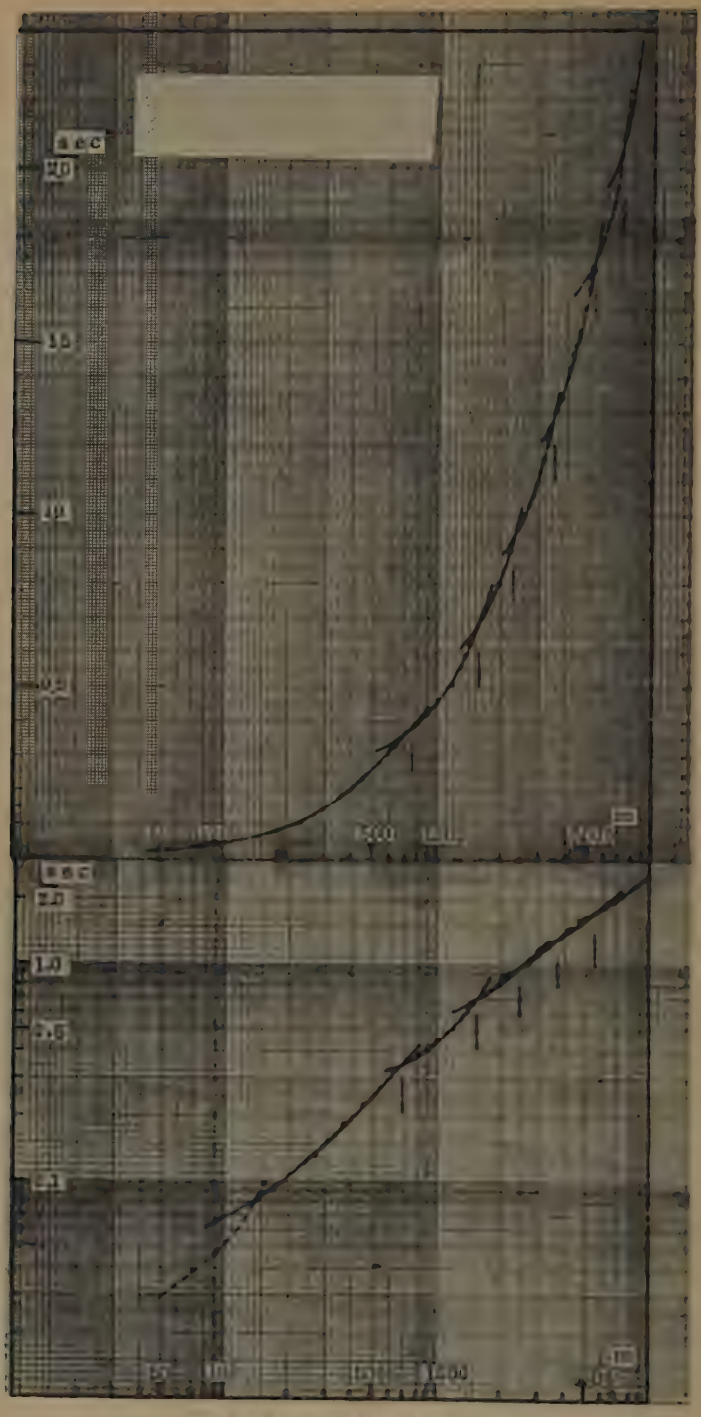
(iii) 各爆発点からの走時曲線を対数グラフにプロットしてみると，5～7層構造をしめす曲線群に分類され，明らかに5層以上の多層構造の特徴をしめしている。その1例を第3図にしめした。

(iv) 走時曲線は，全般に走時の局部的凹凸がみられ，とくにⅤの遠隔爆発点からの走時に多い。爆発点近くの走時曲線では走時の凹凸は少なく，また各爆発点での走時曲線で，その走時の凹凸は必ずしも対応しておらず，また前述した走時曲線の精度などからみて，これらの凹凸のすべてが地下構造に反映したものとは思われない。

(v) 走時曲線上の走時の段違いは，とくにNo. 15～20付近，No. 75～85付近が特徴的である。ただし，爆発点付近の走時曲線には，それに対応する段違いはみられないため，深部の断層あるいはその他の影響に起因しているものと考えられる。

第5表　見かけ速度の分類

爆発点および走時曲線の方向 / 速度層	S.P. Ⅰ →S.P. Ⅳ (km/sec)	S.P. Ⅱ →S.P. Ⅳ (km/sec)	S.P. Ⅲ ←(km/sec)	S.P. Ⅲ →S.P. Ⅳ (km/sec)	S.P. Ⅳ S.P. Ⅱ ←(km/sec)	S.P. Ⅴ S.P. Ⅱ ←(km/sec)
第1速度層		2.0	2.0	1.9	2.0～2.1	
第2速度層		2.6～2.7	2.5～2.6	2.4～2.7		
第3速度層		3.0～3.8	3.2～3.4	(4.3～4.5)	3.4～3.6 (2.8～2.9)	
第4速度層	4.0～4.2	4.1～4.3	4.1～4.3	4.4～4.6 (3.0 or 4.0)	4.2～4.5 (5.0～5.2)	4.0～4.2
第5速度層	4.5～9.0 (5.0～5.2)	5.5～9.0			5.5～6.0	5.5～7.0 (5.8～6.0)


sec
20
10
4.0
0.5
sec
2.0
1.0
0.5
0.1

[illegible]

(vi) 萩原の走時曲線（T′曲線）を計算してみると，わずかの傾斜をも考慮すれば非常に多くの直線群に分類され，多層構造の性質をしめている。そのため T′ 曲線からは速度層構成の分離は困難である[2]。ただし，小さな傾斜を考慮しなければ，3～5層構造程度に分類されるものと考えられる。

(vii)以上の諸点を考慮するならば第2図中の走時曲線中にしめした見かけの直線群は5つの速度層からのものと判断される。各爆発点からの見かけ速度を次の第5表のように分離した。

(viii) 第5速度層は，第2図のように直線群に細分すれば，見かけ速度は 4.5～9.0km/sec の範囲にある。これらが第5速度層からの走時であるとの判断は走時曲線の平行性を重視し，その他の諸点を考慮して決定した結果であり，第2図中には・印の走時曲線として示した。また，これらの見かけ速度は，第5速度層上面の構造をも反映しているとともにその上部構造の影響をも多く加味された結果と考えられる。遠隔爆発点ⅠおよびⅤの走時曲線を大局的に直線とみなした場合，5.0～5.2 km/sec および 5.8～6.0km/sec の値をしめている。この範囲の平均速度値が，第5速度層の真の速度をしめしているものと推察される。

4.2 解析方法

走時曲線から推察される速度層構成は，5層構造と考えられる。また各速度層からの臨界屈折波（conical wave）の重複している区間は，遠隔爆発点からの走時曲線を除いてほとんどみられない状態である。このような走時曲線を解釈する場合，一通りの解析結果のみならず，それ以上他の結果も予想される。しかし，一応前節で分類した見かけ速度により，傾斜5層構造を考え各速度層の速度値を決定し，第6表にその結果を示した。

第6表にしめした速度構成から次の方法により解析を行なった。

第6表　各速度層の速度値

	S.P.Ⅱ～S.P.Ⅲ間 (km/sec)	S.P.Ⅲ～S.P.Ⅳ間 (km/sec)
第1速度層	2.0≪±0.1	1.9～2.1≪±0.1
第2速度層	2.6≦±0.1	(2.6)≈±0.2
第3速度層	3.2≈±0.2	3.2≈±0.3
第4速度層	4.2≈±0.2	4.1≈±0.3
第5速度層	5.5～6.0 ≈±0.5	5.8～6.0 ≈±0.5

±0.1～0.5km/sec は推定される速度決定誤差

(i) 第1近似モデルの速度層構成（走時曲線の局部的凹凸を直線群とみなした解析。）本速度層を用いて，第1近似モデルを求めた結果Ⅱ～Ⅲ間ではほぼ水平な速度層構成と考えられる。またⅢ～Ⅳ間は第2，第3速度層の分離が非常に困難であり，数種の速度構成を考慮して数値的に計算し求めた結果である（第2図の細い点線の境界）。Ⅲ～Ⅳ間の第2，第3速度層の分離は，Ⅳからの走時曲線について，3.4～3.6km/sec に続く 2.3～2.9km/sec の走時の部分を，第2，第3速度層の傾斜構造によるものとみなし，それと同時にⅢからの走時曲線に対しては，2.4～2.7km/sec をしめす走時曲線の分離と，それに続く4.3～4.5km/sec をしめす走時の部分を傾斜構造によるものとして解決し，見かけ速度に一致した構造を求めた。また，Ⅳ付近では，第2速度層は欠除しているとみなされる。

各走時曲線にみられる走時の段違いについて，第7表に一覧表としてしめした。

第7表にしめした段違いの時間差により階段構造の高さを求め，その結果に対して上層の影響をも考慮し，段違いの両端を直線群の走時とみなして解析した。この階段構造の解析結果については，その落差の方向などは明確ではなく，さらに他の観点からの詳細な検討が必要で

第7表　走時曲線にみられる走時の段違い一覧表

S.P.番号	走時曲線にみられる段違いの位置（時間差）		走時曲線の段違いに起因しているとみなされる地下構造（時間差より求められる階段の高さ）
S.P. Ⅰ	No. 15付近（走時曲線の第4，第5速度層との折点に位置する。）	(0.08～0.13 sec)	No. 0 付近の第5速度層上面の階段構造 (370～610m)
S.P. Ⅲ	No. 75付近	(0.05±sec)	第1速度層の欠除の影響とみなす。
S.P. Ⅲ	No. 81付近	(0.08±sec)	No. 73付近の第4速度層上面の階段構造 (310m±)
S.P. Ⅰ S.P. Ⅱ	No. 76付近	(0.10±sec)	No. 60付近の第5速度層上面の段階構造 (100m±) およびNo. 73付近の第4速度層上面の段階構造による回折波
S.P. Ⅳ S.P. Ⅴ	No. 20付近	(0.07～0.08 sec)	No. 33付近の第5速度層上面の段階構造 (330～330m) ただしS.P. Ⅰの走時曲線では明瞭でない。

あろう。

第5速度層上面の境界は，第5速度層をしめす走時曲線（第2図の「・」印の走時曲線）を直線群に分けて求めた結果である。この部分の走時の凹凸は，前述したような走時曲線の精度からみて速度層境界に正しく反映されているものとは思われず，第1近似モデルとしては大局的にみて直線群に分離した解析が妥当のように思われる。

Ⅲ付近の速度層構成は，Ⅲの両区間に分けて速度を決定した誤差が集中しており，第2図にしめしたような境界の不一致がみられる。また，走時曲線の精度による境界の不一致とも考えられ，さらに走時曲線を詳しく検討し，誤差を分散させるよう配慮すべき部分であり，第1近似モデルとしては未完成の区間である。

(ii) 走時曲線の凹凸を考慮した解析（第2図の実線の境界）

第1近似モデルで求めた速度構成に対して，走時曲線の凹凸を考慮し，Ray path を各点ごとに画き，観測走時と計算走時とがほぼ一致するまで修正を加えて求めた結果である。第2図の実線の境界において，両側からの臨界屈折波をしめす走時から求められた部分，片側のみの臨界屈折波から求められた部分，下層からの屈折波をしめす走時から Path 計算によって求めた部分，走時曲線にあらわれていない部分などの区別を示した。解析の精度からみて上記の順に信頼性があるものと推定される。

第5速度層上面の境界は，第1近似モデルの境界と同じく，走時曲線の凹凸にはそれほど注意をはらわなかった。第5速度層上面の境界をさらに詳細に検討するには，その上部の各速度層境界をさらに詳しく確定されなければ地震探査の性質からみて上層の誤差が下層に及ぼす結果となる。走時曲線の段違いについては，第1近似モデルで検討したほどの階段構造でなくても，走時の凹凸および上層部の起伏を考慮するならば，おもに回折波によるものと解釈される。第5速度層上面のNo. 35およびNo. 53，第4速度層上面の No. 84付近の凸形の構造からの回折波として，おおよその説明は可能である。ただし，ⅠのNo. 15付近の走時の段違いは，走時曲線の折点になっているため第1近似モデルの結果以外に推察することは困難である。また，Ⅲ～Ⅳ間での第4速度層上面の断層と思われる部分について走時曲線の局部的凹凸を考慮した結果，この区間は，局部的に大きく凸形の境界をしめしていると思われる。そのためⅢの No. 86～No. 95間の走時曲線は，すべて第4速度層上面からの回折波として解釈される。

その他の部分については，おおよそ第1近似モデルの境界に若干起伏が加わった結果としてえられた。

(iii) 零走時を用いた解析（第5速度層上面の解析について）

走時曲線の凹凸についてどの程度まで地下構造に反映された走時の凹凸とみなすべきかは，地震探査の精度全般から考えねばならない問題である。そのため，走時曲線の局部的凹凸を考慮しない解析および考慮した解析の2通りを試みたが，走時曲線はすべての速度層からの臨界屈折波で網羅されていないため，不確実な部分が多い。とくに，第5速度層上面の境界は，解析精度からみて非常に疑問の点が多く，さらに解析を進める意味で零走時を用いての解析を行なった。

1) 金子の3層構造の解析法[3]

Ⅰ，Ⅴの遠隔爆発点の走時曲線において，Ⅱ，Ⅳのおのおの平行走時との差を用い，Ⅰ，Ⅴの全走時（T_{AB}）を求め，萩原の方法により第5速度層上面までの零走時を計算する。ただし No. 0～No. 25間はⅣおよびⅤ，No. 65～No. 95 間はⅠおよびⅡとの正則走時曲線[4]を求め適用した。また，第1，第2，第3速度層までを1つの速度層と仮定し，第4速度層上面までの平均速度を求め，次の結果を得た。

Ⅱ～Ⅲ区間：2.6～2.7 km/sec

Ⅲ～Ⅳ区間：2.6～3.1 km/sec

これらの零走時および平均速度を用いて，第5速度層上面の境界を求めた結果，非常に起伏の多い結果を得た。第2図中には，起伏の多い境界を大局的にみた直線群の境界として示した。本法による解析結果は，一般に速度比および零走時の精度に影響される。

2) A. Taanila による見かけ速度を用いた解析法[5]

両側爆発点からの見かけ速度を用いて零走時（厳密には若干異なる）を求め，屈折境界面でその零走時に対応する臨界屈折地点を計算し，その深さを求める解析法である。萩原の方法によって直接零走時が求められない場合（すなわち，同一速度層からの屈折法走時曲線が重複していない場合）で，速度層が単純な2層構造の場合に有利な方法である。本測線では5層構造のため，A. Taanila の方法を拡張して適用した。

第1～第4速度層までの各速度層を一つの速度層と仮定し，第5速度層上面までの平均速度を求め次の結果を得た。

Ⅱ～Ⅲ区間，3.3～3.4 km/sec

Ⅲ～Ⅳ区間，3.2～3.7 km/sec

見かけ速度として，第5表にしめしたⅠおよびⅤの走時曲線を大局的にみた値（5.0～5.2 km/sec および 5.8～6.0 km/sec）を用いた。

ⅠおよびⅤの走時よりおのおの独立に求められる零走時により，第5速度層上面のおのおのの境界を求めた結果，その差は局部的に 100～ 300m程度である。また，

この方法による第5速度層上面の局部的凹凸は，100～200m前後であるが，第2図中にはそれらを大局的にみた直線の境界として示した。

本法による解析結果には，数層を一つの速度層と仮定し，平均速度を用いる点および大局的な見かけ速度を決定する点に解析誤差が含まれると考えられる。

4.3 解析結果の問題点

本測線の解析にあたっては，以上の各種解析法により第2図のような速度層構成がえられた。第4速度層上部の速度層構成としては，(4.2 (ii)) 走時曲線の凹凸を考慮した解析による第2図の実線の境界の結果が妥当のように思われる。第5速度層上面の境界としては，すでに述べたように，いずれも走時曲線の局部的凹凸を考慮しない解析結果であり，これらの解析法による各境界の差も100～350m程度あり，いずれが妥当か判然としない。そのため第2図にしめした斜線部の範囲に境界が存在するものとみなした方が良いのではないかと思われる。これらの解析結果は，走時曲線の分類，速度値の決定，またさらに解析法に関する精度をも吟味する必要があり，さらに充分な検討を加えなければならない点も多いと思われる。

以下に，各速度層の解析結果の問題点について述べる。

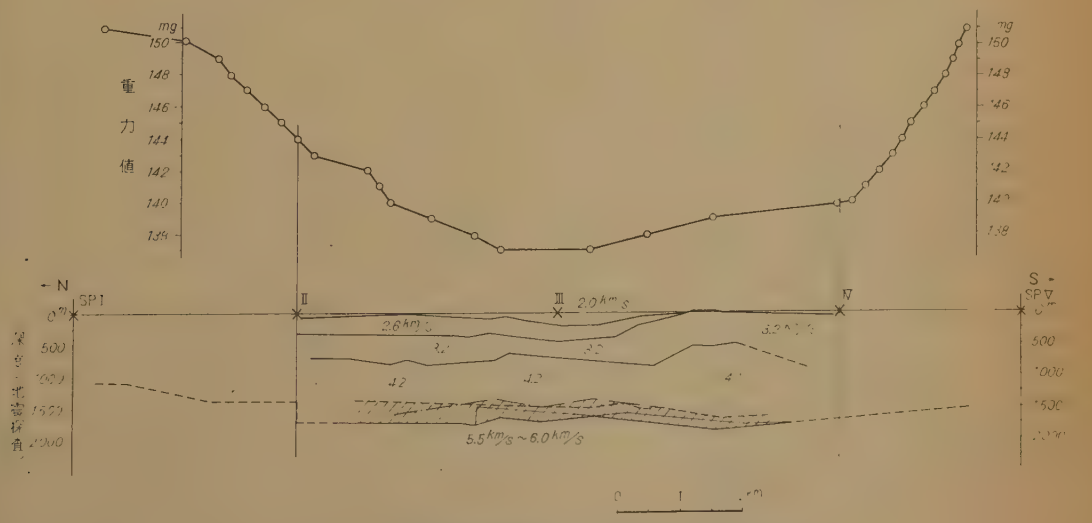
(i) 第1速度層は，爆発点近傍の走時曲線から求めた値を真の速度として解析した。地表部付近の状況から判断すれば，地表部には第1速度層より遅い速度層が分布すると思われるが，走時曲線に表われないほどの薄層のため解析上は無視してさしつかえないと判断した。第1速度層の深度は，すべて Path 計算によったものであり，No. 70～No. 75間は傾斜構造からみて非常に薄いものと推定される。

(ii) 第2速度層は，ⅡおよびⅢの走時曲線での約1kmの区間のみに表われている。Ⅳの走時曲線にはまったく表われておらず第2速度層を欠除しているとみなされる。また No. 55～No. 60 間では，第1速度層とともに第2速度層の分離も困難であり，わずか一部の走時曲線のみにその傾向が表われている程度である。

(iii) 第3速度層は，ⅡおよびⅢの走時曲線で第2速度層の走時の続きで，約1 km の区間に表われている。臨界距離で比較すれば，Ⅱで約1.4～3.4 km の区間，Ⅲで1.9～2.8 km の区間である。Ⅱ～Ⅳでは，第3速度層をしめす走時曲線は複雑であり，傾斜構造として分離した解析結果である。またⅢのNo. 80～No. 95間は回折波とみなされる。本測線でNo. 60～No. 90間の速度層構造はもっとも特徴的であり，局部的な背斜構造の存在が予想される。

(iv) 第4速度層は，各爆発点の走時に表われており，Ⅱ，ⅢおよびⅣの爆発点付近では，重複した走時曲線として求まっている。第4速度層の厚さは，500～1,200 mもの範囲にあるが，第5速度層上面の境界の性質からみて明確でない。また，No. 73～No. 95間の本層上面の境界は，回折波による影響のためか，Ⅲの走時曲線からは求められない。Vからの走時曲線では，ほぼ真の速度をしめしているが，Ⅲから求めた結果とは矛盾する点もあり，遠隔発破の走時曲線のため詳細に検討することは困難である。

(v) 第5速度層は，遠隔発破点ではあるがもっとも重複する走時曲線を示している。また見かけ速度も多岐にわたり，真の速度決定には多くの疑問がある。T′曲線の結果をも参考にして，Path 計算などを考慮して速度値



第4図　秋田県大館西方地震探査測線上の重力断面と地下速度との比較

第 8 表　測量結果表および初動走時読取結果表　　No. 1

測量結果表				初動走時読取結果表					
観測点番号	間隔 (m)	通加距離 (m)	標高 (m)	爆発点 I	爆発点 II	爆発点 III	爆発点 IV	爆発点 V	備考
				×10⁻² sec	×10⁻² sec	×10⁻² sec	×10⁻² sec	×10⁻² sec	m SP I No. 0−3510
0	0.0	0.0	47.18	—	1.1	139.7	233.5	270.0	SP II 0+0m
1	90.0	90.0	46.64	105.0	4.6	138.5	232.8	269.3	
2	〃	180.0	47.29	106.0	8.2	135.7	228.5	268.3	
3	〃	270.0	46.62	108.0	13.2	133.9	227.5	267.5	
4	〃	360.0	48.27	110.0	18.5	132.8	227.2	267.0	
5	〃	450.0	48.31	112.0	23.0	131.0	226.5	266.2	
6	〃	540.0	48.59	115.0	27.6	129.2	223.0	263.8	
7	〃	630.0	48.56	117.0	33.0	126.2	222.5	264.5	
8	〃	720.0	58.56	119.4	36.5	123.2	219.8	262.5	
9	〃	810.0	61.76	121.2	39.3	127.5	218.0	261.5	
10	〃	900.0	61.78	124.0	42.2	117.7	217.2	259.0	
11	〃	990.0	62.29	126.0	45.2	116.0	216.0	257.0	国道
12	〃	1080.0	60.34	—	—	—	—	—	
13	64.1	1144.1	60.40	129.0	50.6	113.5	212.8	255.0	
14	115.9	1260.0	58.26	137.0	56.1	111.5	211.5	253.7	
15	90.0	1350.0	59.83	140.0	59.6	109.0	209.3	251.5	
16	〃	1440.0	59.14	—	63.3	106.9	208.0	250.0	
17	〃	1530.0	59.42	—	66.8	103.8	206.2	247.8	
18	〃	1620.0	45.68	147.0	71.2	101.3	203.0	246.0	
19	〃	1710.0	43.09	150.3	73.2	97.1	199.0	242.6	
20	〃	1800.0	43.24	154.4	76.7	95.7	196.0	—	
21	84.0	1884.0	43.53	156.0	80.1	—	—	—	
22	96.0	1980.0	43.28	157.3	82.2	88.9	192.5	237.0	
23	90.0	2070.0	42.33	159.0	85.1	85.9	191.0	236.0	
24	86.7	2156.7	43.40	160.0	87.8	84.8	190.0	235.0	I Spread
25	55.2	2211.9	46.15	161.5	89.6	83.3	190.6	231.3	
26	130.0	2341.9	46.13	163.3	93.4	78.0	187.9	229.5	米代川
27	130.0	2471.9	45.64	165.2	97.4	74.1	186.2	227.0	
28	49.1	2521.0	45.19	166.3	98.8	71.8	185.2	227.3	
29	90.0	2610.0	43.37	166.4	100.3	67.7	182.5	224.7	
30	〃	2700.0	42.25	168.4	103.2	63.8	180.7	222.9	
31	〃	2790.0	42.83	170.2	106.0	60.0	178.8	221.2	
32	〃	2880.0	43.83	171.8	109.3	56.5	177.2	220.3	
33	〃	2970.0	43.96	173.2	112.4	52.8	175.5	219.3	
34	〃	3060.0	44.51	175.0	115.8	49.4	174.5	218.3	
35	120.0	3180.0	44.20	178.7	120.4	44.0	172.2	—	
36	60.0	3240.0	48.85	179.0	121.0	40.8	170.6	217.0	
37	90.0	3330.0	48.66	181.5	124.0	36.0	169.0		
38	〃	3420.0	49.07	183.0	127.1	31.8	167.5	214.0	
39	〃	3510.0	49.68	185.4	128.0	27.0	166.7	—	
40	〃	3600.0	48.49	187.2	130.1	22.5	165.2	212.2	
41	〃	3690.0	48.58	190.5	132.2	18.0	163.9	210.6	
42	〃	3780.0	48.95	191.0	134.4	13.7	162.8	208.4	
43	〃	3870.0	50.04	193.0	—	9.4	159.6	—	
44	〃	3960.0	51.14	194.0	—	5.0	157.7	—	
45	〃	4050.0	51.10	—	—	1.8	—	—	m SP III No. 44+78
46	〃	4140.0	51.05	198.2	—	2.0	154.5	—	2 Spread
47	〃	4230.0	46.81	200.7	147.0	9.1	150.8	202.0	

No. 2

測量結果表				初動走時読取結果表					
観測点番号	間隔 (m)	通加距離 (m)	標高 (m)	爆発点 Ⅰ	爆発点 Ⅱ	爆発点 Ⅲ	爆発点 Ⅳ	爆発点 Ⅴ	備考
48	90.0	4320.0	46.76	201.9	147.5	13.7	149.2	198.4	
49	〃	4410.0	47.19	203.5	149.0	18.3	146.7	197.0	
50	〃	4500.0	48.84	205.8	152.2	23.0	142.5	194.0	
51	〃	4590.0	48.92	207.3	154.0	27.8	140.0	192.0	
52	〃	4680.0	48.87	210.0	158.2	32.5	137.0	190.5	
53	〃	4770.0	48.68	212.7	160.2	36.6	132.8	189.2	
54	〃	4860.0	50.24	215.4	162.0	41.2	129.9	188.8	
55	87.0	4947.0	53.73	216.3	164.0	45.5	124.9	187.2	沼
56	93.0	5040.0	57.64	217.5	166.0	50.0	121.7	186.0	
57	80.0	5120.0	60.87	218.0	168.5	55.5	117.0	185.3	
58	100.0	5220.0	63.11	219.3	169.0	59.2	114.0	184.3	
59	90.0	5310.0	63.70	221.5	171.0	63.2	109.8	—	
60	〃	5400.0	63.93	223.5	172.0	67.0	105.5	179.0	
61	〃	5490.0	63.69	224.0	174.5	71.0	103.0	177.0	
62	〃	5580.0	63.04	225.4	176.5	74.0	100.3	175.8	
63	〃	5670.0	63.03	227.7	178.5	76.2	98.2	173.8	
64	〃	5760.0	63.29	228.0	180.0	78.0	94.0	171.0	
65	〃	5850.0	61.92	228.3	181.0	80.2	90.7	168.0	
66	〃	5940.0	58.68	227.8	182.3	82.0	87.7	166.0	
67	〃	6030.0	52.05	227.5	182.0	83.5	83.7	—	
68	〃	6120.0	51.43	228.2	182.1	85.3	81.2	—	
69	〃	6210.0	49.84	228.0	184.7	87.8	78.2	155.9	
70	〃	6300.0	51.46	231.8(235.2)	185.0	90.0	75.6	153.6	↑3 Spread
71	〃	6390.0	51.65	—	—	—	—	—	
72	〃	6480.0	51.77	234.3(238.0)	187.7	95.2	70.6	148.7	
73	〃	6570.0	51.88	235.8	—188.5	97.0	67.9	146.6	
74	〃	6660.0	52.21	236.8(241.0)	190.3	98.8	65.4	144.9	沼
75	80.0	6740.0	56.72	239.5(244.5)	192.5	101.4	—	—	
76	100.0	6840.0	60.21	241.0(245.5)	194.5	105.4	—	—	
77	90.0	6930.0	61.25	242.3(246.0)	195.7(200.7)	108.0	—	141.7	
78	〃	7020.0	61.58	247.0	198.3(203.0)	110.4	57.2	139.6	
79	87.0	7107.0	61.55	249.3	206.5	113.1	53.5	138.3	
80	93.0	7200.0	62.84	250.5	208.5	115.7(117.1)	50.8	139.3	部落
81	—	—	—	—	—	—	—	—	
82	180.0	7380.0	62.23	259.5	210.5	118.7(118.0)	46.8	128.7	
83	—	—	—	—	—	—	—	—	
84	150.0	7530.0	57.26	263.3	213.9	120.0(123.5)	41.0	124.2	
85	120.0	7650.0	57.82	264.4	216.5	126.5(124.7)	38.8	119.5	
86	90.0	7740.0	59.21	265.0	217.7	135.2	35.8	117.4	
87	89.0	7829.0	59.20	265.8	218.5	136.7	32.1	115.2	
88	91.0	7920.0	63.22	267.6	221.3	139.0	29.4	113.9	
89	90.0	8010.0	61.93	—	221.5	141.6	25.0	111.2	
90	〃	8100.0	62.33	270.3	223.7	144.2	21.7	109.4	
91	〃	8190.0	63.43	272.3	225.5	146.6	17.8	107.9	
92	〃	8280.0	67.72	—	227.0	—	12.5	—	
93	〃	8370.0	65.92	274.8	229.0	149.5	9.4	102.7	m SP Ⅳ No. 94 − 65
94	〃	8460.0	67.04	—	—	—	4.8	—	↑4 Spread m SP Ⅴ No.94＋3415

として 5.5～6.0 km/sec と決定したため，他の速度層に較べ速度決定精度も若干落ちるものと予想される。また，第5速度層上面の境界は，すでに前述したとおりであり，さらにその他の結果をも参考にしてなお詳細な検討が必要と思われる。

5. 重力探査資料との比較

大館周辺における物理探査として，同地帯全域にわたり重力探査が進められている。昭和39年3月は大館盆地を中心に実施されたので，その資料と地震探査結果とを比較してみることにする。

第4図は，地震探査測線上の重力値を断面に表わし，これと地震解析結果とを比較したものである。

本地帯の，重力調査の結果は，瀬谷清によって，別に報告される予定であるが，ここでは地震探査と関連してその概要を簡単に述べる。重力探査結果では，大館盆地部にかなり顕著な低重力域が存在し，二井田付近（S.P. Ⅲのやや東方）がその中心であり，S.P. Ⅱ北部および S.P. Ⅳ の南部に，比較的急激な重力値の変化を生じている。

これは S.P. Ⅱのやや北部および S.P. Ⅳと S.P. Ⅴ の中間に断層構造の存在を予想させるものであり，大館盆地形成に関して重要な意味をもっていることが推察される。

以上の重力結果から，地震結果をみると，全般的な傾向は，やや類似しているが，一部 S.P. Ⅲ～Ⅳ間において地震結果の基盤面状態と，符合しない点がみられる。これは，必ずしも重力値が，大きく基盤面の状態を反映するとは限らず，基盤の上位に累重する各層の形態にも左右されるものと考えられる。以上のような考えから，4.1～4.2 km/sec 層以上の各層をみると，その形状は，重力の傾向と類似しているので，これら基盤の上位に厚く累重されている層は，かなり重力値に大きく反映されているものと推察される。（重力探査では，本付近に高重力域が分布し，これが測線上にも延びて，隆起構造を示している。）本測線の基盤面の状態は，走時曲線の複雑から，斜線で表わしたとおり，幅をもたせて解析されているが，その大勢および深度などは，だいたい斜線内で上下するものと推察される。S.P. Ⅱおよび S.P. Ⅳ付近に断層が推定されるが，これも明確に表わすことは，本走時曲線からは困難である。一般に，同地域のように，基盤面までの深度の深い所，および複雑な構造が予想される場合は，欲をいえば遠隔地点から受振器を配列し，基盤速度が確認されるところまで観測することが望ましいわけであるが，今回は都合によってそれができなかった。

6. 結 語

本調査地域での地震探査の結果，次の5つの速度層に分類された。

速度層	速度範囲 (km/sec)		層厚範囲 (m)		深度範囲 (m)
第1速度層	1.9～2.1	<±0.1	0～250	± 80	—
第2速度層	2.6	±0.2	0～330	±100	0～250
第3速度層	3.2	±0.3	260～700	±150	60～520
第4速度層	4.1～4.2	±0.3	600～1400	±250	510～920
第5速度層	5.5～6.0	±0.5	—	—	1,400～1,850

とくに爆発点Ⅲ～Ⅳ間で，第3，および第4速度層上面は局部的に隆起しており，一部に第2速度層が欠除している。

第5速度層上面の境界は，解析上分離が困難であり，深度 1,400～ 1,850mの程度で厚さ 100～ 350mの範囲内にその境界が存在するものと考えられる。

第1速度層は，第四紀の沖積層および洪積層に相当し，第2，第3および第4速度層は，おおむね第三紀中新世の各地層に相当すると推定される。第5速度層は古生層の基盤岩と推定され，第4速度層の一部も基盤岩に含まれる場合もあるものと考えられる。

なお，速度層と地質層序との対比については，本調査以外に多くの調査が実施されており，それらの結果をも参考にして総合的に判断を下すべきものと思われる。

文 献

1) 田治米鏡二(1963)：新潟県見付市郊外の小発破実験場で行なった屈折波による地下探査，北大地球物理学研究報告，11

2) 田治米鏡二・武内俊昭(1958)：屈折法の解析に対する萩原の方法の拡張，物理探鉱，11

3) 金子 徹一(1961)：屈折法における3層構造の簡単な解析法，物理探鉱，14，p. 28～32

4) 金子 徹一（1963)：正則走時曲線の提唱，物理探鉱，16

5) Taanila,P. (1963):A Profile Calculation Method in Seismic Refraction Surveys based on the Use of the Effective Vertical Velocity, Geoexploration, No. 1.

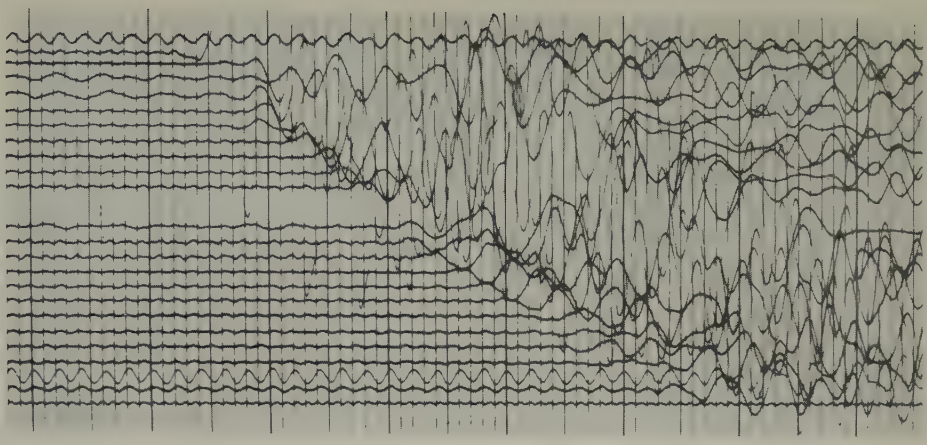


図 版1　受振点 No. 24～46
受振距離 5.67～7.65km (E.T.L)
S.P.Ⅰ 薬量 100kg

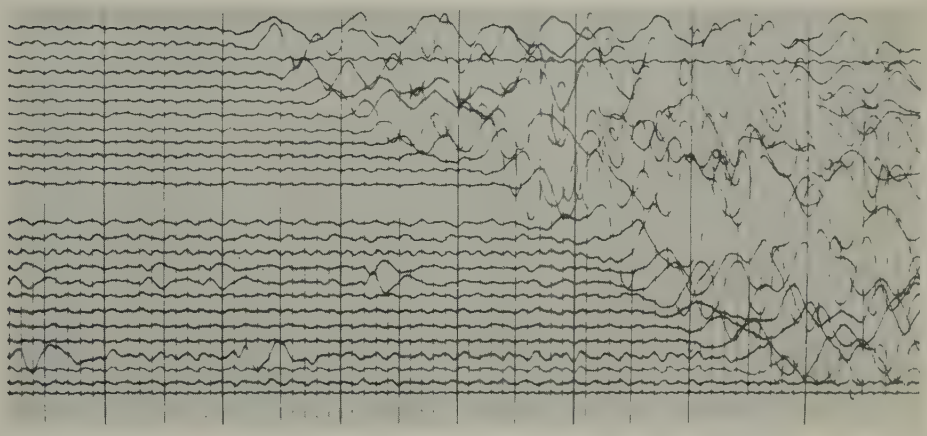


図 版2　受振点 No. 70～94
受信距離 6.30～8.46km (E.T.L)
S.P.Ⅱ 薬量 90kg

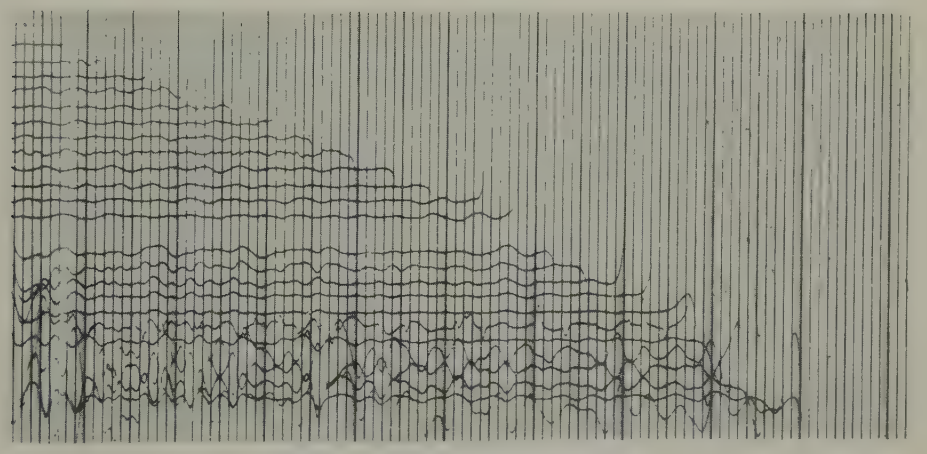


図 版3　受振点 No. 47～70
受振距離 0.35～2.42km (TR-2)
S.P.Ⅲ 薬量 25kg

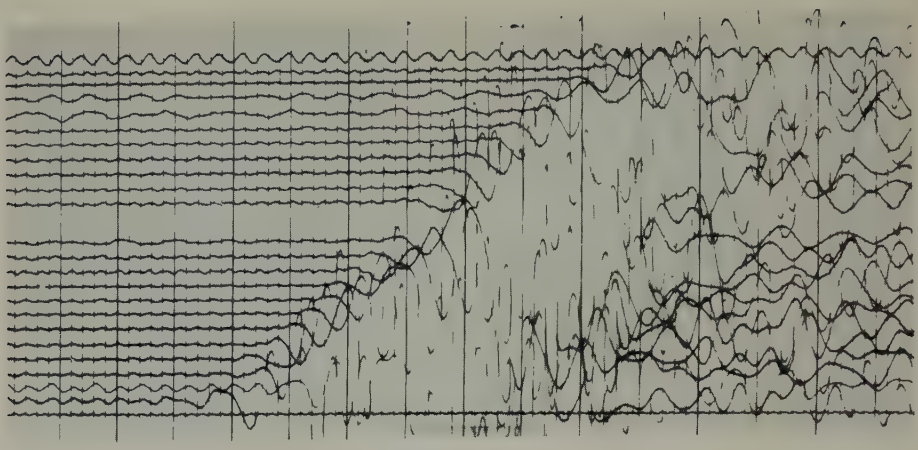


図 版4　受振点 No. 24～46
受振距離 6.37～4.39km (E.T.L)
S.P.Ⅳ 薬量 110kg

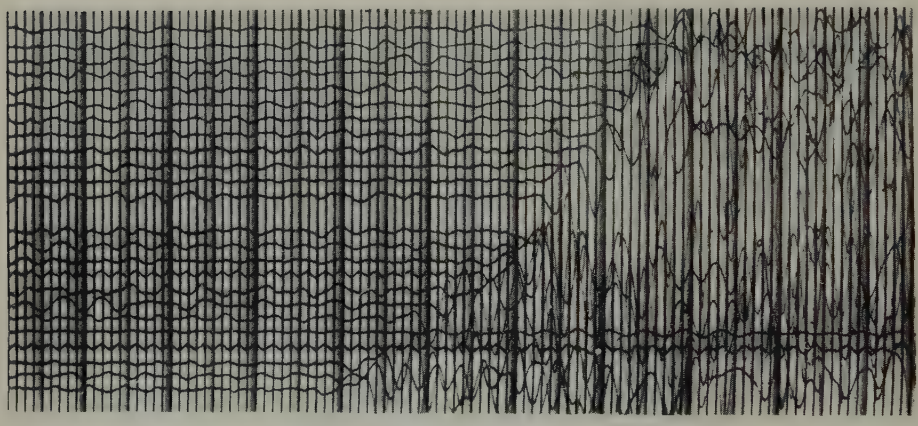


図 版5　受振点 No. 0～24
受振距離 11.88～9.72km (T.R.-2)
S.P.V 薬量 180kg

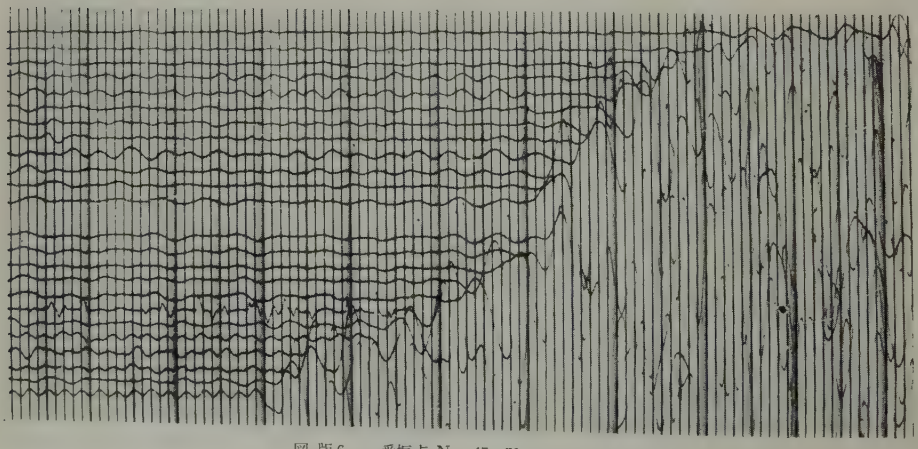


図 版6　受振点 No. 47～70
受振距離 7.65～5.58km (T.R.-2)
S.P.VI 薬量 100kg

資　　料

061.6：553.94(52)“1960—1965”

地質調査所における石炭調査研究の概要（昭和35年—40年）

徳　永　重　元*

ま え が き

地質調査所燃料部石炭課における業務の内容は，わが国の燃料資源とくに石炭を中心としての調査研究を行なうことにある。したがってその目的とするところは，わが国における石炭資源の実態の把握，開発に有効な資料の提供，炭田開発とくに地質学的解明のために必要な基礎的研究，さらに将来開発の対策となるべき地域の予測等である。

しかしながらわが国におけるエネルギー資源の利用状況の変遷，そのほか経済的・政策的な諸事の影響により，これらの目的の間に緩急の変化が起こっていることは事実である。このような趨勢を分析しながら，石炭課の業務の内容を明らかにしておくことは必要のことと考えられるので最近6カ年間の内容をここに略述する。すでに昭和29年より34年に至る間については公表ずみ（鉱山地質学会誌，第11巻，45～46号，1961）である。

1. 調査研究の推移

当地質調査所においては，昭和20年以前すなわち太平洋戦争前は，燃料資源に関する調査研究は第2部第2課が取り扱っていた。

終戦後，国内燃料資源とくに石炭資源の急速な調査と開発が提唱され，調査部門については，とくに当所内に**炭田調査会**が昭和21年に発足し，全国的な炭田調査が行なわれた。

この間の調査では炭田の精査と概査が行なわれ，その後数年にわたってほぼ全国の炭田において調査が引続きすすめられたのである。

その後昭和23年，当所内において石炭調査研究業務が恒久的に組織化され石炭課として調査研究が集約されて行なわれるようになったが昭和34年までの推移についてはすでに公にされているのでここでは省略する。

昭和35年以降，石炭課に関する業務とくに石炭調査と炭田地域に関する諸種の資源調査研究の件については，第1表に示した。

第1表　対象別調査研究件数

項目	年度	35	36	37	38	39	40
石炭関係調査研究	地質調査研究 地質調査を主とするもの	9	7	5	6	5	5
	地質調査研究 室内研究を主とするもの	4	2	5	6	6	7
	海底地質調査研究	4	4	5	3	3	1
	原料炭田地域地質調査	0	0	0	0	1	1
	炭田ガス調査研究資料	4	4	4	5	4	2
	資料収集	1	1	0	0	2	3
	物理探査研究	0	1	0	1	1	1
ウラン調査研究		3	3	3	6	10	11

（支所・駐在員事務所を含む）

* 燃料部

第1表における内容中炭田地域についての調査研究は炭田の野外地質調査と研究的調査とに分けられるが，両者の間に実質的には一線を画することはむずかしいので，野外を主とする調査研究と室内実験を伴う調査研究とにわけて表示した。

炭田における炭田地質図作成のためには単に層相のみではなく堆積学的資料・古生物・重鉱物組成等による解析も加えられるので，炭田総合図としては両者の要素を含むということができる。

海底地質調査と表現した内容は，当期間内初期においては，特別研究「大陸棚調査」および「島原半島海陸綜合調査研究」さらに最近では「海底地質調査技術の研究」として取上げられているものの1部をなしているものである。

原料炭田地域地質総合調査研究は，特別研究として昭和39年より発足したが，その内容は，石炭局によって行なわれている全国原料炭田地域開発総合調査と呼応して，将来開発が予測される地域について，物理探鉱・層相調査等を行ない，夾炭層の賦存状況を明らかにする目的をもっている。

炭田ガス調査研究は，すでに昭和29年度から石炭ガス調査研究として取上げられていたが，その後においては特別研究となり，その間に予算項目として「天然ガス」あるいは「ガス地下貯蔵調査研究」と一括されたこともあった。昭和37年度からは経常研究として引続きすすめられている。

資料編集計画は炭田調査会当時急速に収集蓄積された調査報告の整備を当面の目標としさらに未調査および重要炭田における要所の資料，試錐資料などの収集を行なった。

さらに最近では，諸外国における炭田に関する文献を収集しつつある。

炭田地域の物理探査について，重力探査と地震探査が行なわれているが，そのうち石炭関係の予算区分内でのもののみを含めて表示した。炭田地域に分布する堆積岩または石炭層中に含まれるウラン資源とくに炭田地域における放射能強度測定についての調査は，この期間中活発に行なわれ，とくに後期においては，件数において増加をみた。

以上調査研究の件数による表示は，全般的な傾向を示す1つの面であるが，所要経費の点については石炭課関係調査中，地質調査研究が首位をしめている。

次にこれらの内容について，炭田別および調査内容別に取上げ，また成果を要約する。(第2表参照)

第2表　炭田別年度別調査研究件数

炭田＼年度別	35	36	37	38	39	40	計
天北	5	3	2	3	1	1	15
釧路	4	4	4	7	4	5	28
石狩	1	1	2	1	5	4	14
門	—	—	1	1	2	1	5
常磐	4	4	2	2	1	1	14
福島	—	1	—	—	—	—	1
油谷湾	—	—	—	3	3	—	6
山口・北九州・大嶺	1	4	4	—	1	2	12
唐津	1	—	—	1	1	1	4
佐世保	3	1	1	2	1	1	9
筑豊	—	—	1	1	2	—	4
長崎周辺	1	1	2	—	—	2	6
崎戸・松島	2	—	—	—	1	1	4
天草	—	—	—	—	—	1	1
ウラン	3	3	3	6	10	11	36

2. 調査研究の内容

第2表に示した炭田・件数は調査の対象となった炭田および地域に関して，逐年別にまとめたものである。この表によっても大約示されているように，この期間中調査研究の対象として重点的に取上げた地域は釧路・天北・常磐・石狩および山口県北西部の地域であった。

これらの地域における調査内容は次のようである。

天北炭田においては，従来ごく局地的にまとめられた炭田地質をさらに全域にわたり総合的にまとめたもので，その成果は近く発表される予定である。

釧路炭田については，すでに稼行されているドーム構造を中心とした地域についての地域的な調査はあったが，その全般的地質については当所で行なっているものとして5万分の1地質図がある。

ここで取上げた炭田総合調査は，これら重要稼行地域（雄別・尺別等）地質をさらに実測を伴った地形図によって調査し，また各層の代表的断面において花粉分析を行ない，また重要地層等については重鉱物分析を行なうなど後背地からの供給物の堆積機構をみる等，研究面を伴った総合調査をすすめつつある。

また，野外調査においては，堆積学上の有効な手段を用いて，地層の形成に関する解析を行なっている。

常磐炭田についてはすでに昭和34年度までに詳しい地質調査が行なわれ，ほぼ全域にわたり1万分の1地質図が完成された。

この期間内においては，これら総合的成果を土台として，炭田地域におけるガス資源の調査研究がその重点となった。

山口県北西部の油谷湾方面より北九州小倉沖にかけては大別して2つの問題がある。その1つは両地域の地層の対比，また他の1つは小倉炭田沖の石炭資源埋蔵の可能性である。

前者については特牛・下関を中心とする陸域の地質調査ならびに古生物学的調査がすすめられ，後者については特研による海上物探と海上試錐が行なわれている。

石狩炭田についてはこの期間より先，石狩平野を対象として地震探査を主体とする物探が行なわれ，また地質上問題のある地域たとえば赤平，歌志内方面，夕張南部等について，地域的地質調査が行なわれた。

今期間中は主として同炭田における炭田ガスの調査および第三系の基盤との境にある耐火粘土の調査研究などが行なわれた。

その他北九州方面においては佐世保西方下小高島に試錐を行ない夾炭層の層位の確認が行なわれた。これによれば－1,000m以下に大島方面と同じ下位の夾炭層の賦存が確認されている。

これら各炭田の地質解明とともに，炭田地域の防災および採掘上の諸種の問題に関しての調査研究も行なわれた。

その1例をあげれば筑豊炭田方面でとくに採掘上障害となっている松岩の問題があるがこれらについての実態調査および資料の収集が行なわれた。

また39年度からは，石炭局で行なう「原料炭田開発総合調査」の一環として，原料炭田開発地質総合調査が特研として認められ，39，40年度においては，北海道石狩炭田北部音江山東部において物探（地震探査）が行なわれた。

その結果地表下 1,500m前後に第三系と基盤岩との境界をみとめ，夾炭層が地表下 1,000m前後に賦存することを推定できた。

その他当所内の他の特研たとえば，海底地質探査技術の研究その他とも関連ふかく，またウラン資源調査に関連する核原料物質調査とくに放射能異常地調査については，堆積岩分布地域において協力を行なっている。また沖縄等海外炭田調査に協力し，石炭資源の海外における開発協力態勢をもととのえている。

核原料物質調査のうち炭田地域の放射能異常地は多く存在し，すでに山形県小国，新潟県赤

谷，宮城県大内，愛知・岐阜県下など堆積岩鉱床については，この期間中も調査を行なった。とくに同地域に多産する古植物についても目下取りまとめ中である。このような放射能異常調査の結果は，昭和41年度後半において「堆積岩地域における鉱床」の1部として一括報告される予定である。

要約するに，この6カ年間における石炭関係調査は，大規模な地表調査よりも研究を加味した総合的調査研究にうつりつつある時期と表現でき，今後の調査研究の路程をも示しているといえよう。各細目については第3表から第8表までに示した。

第3表　35年度調査研究内訳表

地域＼対象	調査	研究	海底	原料炭	ガス	資料	物探	ウラン
天北	5	—	—	—	—	—	—	酒田川 1
釧路	4	—	—	—	—	—	—	金丸 1
石狩	—	—	—	—	1	—	—	新潟・山形 1
常磐	—	1	—	—	2	1	—	
北九州	—	—	—	—	1	—	—	
唐津	—	—	1	—	—	—	—	
佐世保	—	1	2	—	—	—	—	
長崎周辺	—	—	1	—	—	—	—	
崎戸松島	—	2	—	—	—	—	—	

佐世保地域試錐施行

第4表　36年度調査研究内訳表

地域＼対象	調査	研究	海底	原料炭	ガス	資料	物探	ウラン
天北	3	—	—	—	—	—	—	新潟 2
釧路	3	—	—	—	1	—	—	人形峠 1
石狩	—	—	—	—	1	—	—	
常磐	—	—	—	—	2	1	1	
福島	—	1	—	—	—	—	—	
北九州	—	—	4	—	—	—	—	
佐世保	1	—	—	—	—	—	—	
長崎	—	1	—	—	—	—	—	

第5表　37年度調査研究内訳表

地域＼対象	調査	研究	海底	原料炭	ガス	資料	物探	ウラン
天北	2	—	—	—	—	—	—	新潟 1
釧路	3	—	—	—	—	1	—	朝日区域 1
石狩	—	—	—	—	2	—	—	
門	—	1	—	—	—	—	—	人形峠 1
常磐	—	1	—	—	1	—	—	
北九州	—	—	2	—	—	—	—	
筑豊	—	1	—	—	—	—	—	
佐世保	—	1	—	—	—	—	—	
長崎	—	1	—	—	1	—	—	
山口	—	—	2	—	—	—	—	

第6表　38年度調査研究内訳表

地域＼対象	調査	研究	海底	原料炭	ガス資料	物探	ウラン
天北	3	—	—	—	—	—	温海 1
釧路	3	2	—	—	2	—	朝日地域 2
石狩	—	—	—	—	1	—	角田 1
門	—	1	—	—	—	—	小豆島 1
常磐	—	—	—	—	1	1	上岐 1
油谷湾	—	—	2	—	—	—	大内 1
唐津	—	1	—	—	—	—	
佐世保	—	1	—	—	1	—	
筑豊	—	—	—	—	1	—	

第7表　39年度調査研究内訳表

地域＼対象	調査	研究	海底	原料炭	ガス資料	物探	ウラン
天北	1	—	—	—	—	—	道南 1
釧路	1	3	—	—	—	—	東田川 3
石狩	—	2	—	1	1	1	朝日
門	—	2	—	—	—	—	角田 1
常磐	—	—	—	—	1	—	岐阜 4
大嶺	—	—	—	—	—	1	人形峠 1
油谷湾・山口	—	—	3	—	—	—	
唐津	—	1	—	—	—	—	
筑豊	—	—	—	—	1	1	
佐世保	1	—	—	—	—	—	
崎戸—松島	—	—	—	—	1	—	

第8表　40年度調査研究内訳表

地域＼対象	調査	研究	海底	原料炭	ガス	資料	物探	ウラン
天北	1	—	—	—	—	—	—	猿投 1
釧路	3	3	—	—	—	—	—	土岐方面 4
石狩	—	2	—	1	—	—	1	
門	—	1	—	—	—	—	—	関町 2
常磐	—	—	—	—	1	—	—	北波多 1
佐世保	1	—	—	—	—	—	—	太櫓 1
北九州	—	—	1	—	—	1	—	大内 1
唐津	—	1	—	—	—	—	—	人形峠 1
長崎	—	—	—	—	—	2	—	
崎戸—松島	—	—	—	—	1	—	—	
天草	—	—	—	—	—	1	—	

3.　同期間中に当所出版物に掲載された成果

昭和35年から40年に至る間に当所出版物に発表された成果は次のようであるが調査はこれより前の期間に行なわれたものもある。

またここに掲載したものは石炭課関係経常予算および特研のみに止めた。

〔昭和35年〕

松井　寛：上部石狩層群の堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地，地調報告，No. 185

東中秀雄・永井浩三：淡路島の亜炭（その 1），月報，Vol. 11, No. 4

東中秀雄・永井浩三：淡路島の亜炭（その 2），月報，Vol. 11, No. 5

徳永重元・尾上　亨：岐阜県美濃炭田土岐・可児両地区ならびに天草，三池両炭田における主要炭層の古植物学的研究，月報，Vol. 11, No. 9

〔昭和36年〕

一杉武治・古川俊太郎：佐世保炭田鹿町地区鷹島調査報告，月報，Vol. 12, No. 12

春城清之助・根本隆文・佐川昭：北海道樺戸炭田浦臼地区浦臼鉱業所付近の地質，月報，Vol. 14, No. 1

三田正一・小島光夫・佐々木実：石狩炭田空知地区東芦別区域地質図説明書（日本炭田図Ⅳ）

佐藤良昭：長崎県東長崎町付近および熊本県天草下島に分布する古第三系の重鉱物組成，月報，Vol. 12, No. 9

佐藤良昭：留萌炭田の重鉱物組成，月報，Vol. 12, No. 1

佐藤茂・棚井敏雅・鈴木泰輔：釧路炭田新縫別地域地質図説明書（日本炭田図Ⅴ）

佐々木実・永田松三：常磐炭田磐崎坑における炭田ガスの調査研究報告，月報，Vol. 14, No. 4

佐々木実・永田松三：北海道釧路炭砿における炭田ガスの調査研究報告，月報，Vol. 14, No. 4

鈴木泰輔：北海道釧路炭田北西部地域の地質，月報，Vol. 14, No. 4

鈴木舜一：北海道石狩炭田夕張地区楓坑の「めなし炭」の石炭組織学的研究，月報，Vol. 14, No. 1

徳永重元・尾上亨：北海道石狩平野周辺諸炭層の花粉分析，月報，Vol. 12, No. 10

〔昭和37年〕

井上英二：熊本県宇土半島三角周辺の古第三系，月報，Vol. 13, No.12

佐藤良昭・宮下美智夫：宮城県伊具含炭地大内付近の重鉱物組成，月報，Vol. 13, No. 1

〔昭和38年〕

井上英二：佐世保炭田の杵島層群と下小高島試錐について，月報，Vol. 14, No. 3

佐々木実・永田松三：筑豊炭田赤池炭砿における炭田ガス調査報告，月報，Vol. 14, No. 11

佐藤良昭：ZTG 図からみた三池古第三系の特徴，月報，Vol. 14, No. 11

高井保明・坊城俊厚：天草下島東部の地質，月報，Vol. 14, No. 3

〔昭和39年〕

井上英二：西彼杵半島西部の古第三系ならびに西彼杵層群下部の堆積環境，月報，Vol. 15, No. 2

河内英幸：長崎県佐世保市下小高島構造試錐の概要，月報，Vol. 15, No. 9

佐藤良昭：唐津炭田における西彼杵半島古第三系の重鉱物組成，月報，Vol. 15, No. 1

佐藤良昭：釧路炭田西部常室川中，下流付近に分布する第三紀層の重鉱物，月報，Vol. 15, No. 6

尾上　亨：北海道池田層の花粉分析，月報，Vol. 15, No. 6

佐々木実・永田松三：常磐炭田多賀地区における炭田ガス調査研究報告（Ⅰ），月報，Vol. 15, No. 11

佐々木実・市川賢一：琉球西表島炭田地質調査報告，月報，Vol. 15, No. 8

鈴木泰輔：釧路炭田蒲幌地区常室川流域の地質，月報，Vol. 15, No. 1
徳永重元・尾上亨：常磐炭田における炭層の花粉分析（Ⅰ），月報，Vol. 15, No. 2
徳永重元・尾上亨：宇部炭田における主要炭層の花粉分析（第1報），月報，Vol. 15, No. 2
徳永重元・尾上亨：釧路炭田西部尺別および本岐地域重要炭層の花粉分析研究，月報，Vol. 15, No. 10

〔昭和40年〕

佐々木実・竹田栄蔵・永田松三・池田喜代治：最上炭田西部地域におけるゲルマニウム調査研究報告，月報，Vol. 16, No. 11
佐々木実・永田松三：常磐炭田石城北部地区における炭田ガス調査研究報告，月報，Vol. 16, No. 8
佐々木実・永田松三：常磐炭田多賀地区における炭田ガスの調査研究報告（Ⅱ），月報，Vol. 16, No. 10
須田芳朗・細野武男：常磐炭田双葉・石城地区重力探査，月報，Vol. 16, No. 2
徳永重元・尾上亨：北西九州主要炭田における炭層の花粉分析，月報，Vol. 16, No. 10

550. 83

坑井のガンマーガンマ検層理論について*

I. G. Dyad'kin

鹿島光雄訳

本論文ではγ線源で坑井を照射したときの散乱γ線強度の空間分布に関する問題を考察する。この強度と岩石密度との関係の特徴を解明する。後者の課題を解決するため，吸収媒体に拡散方程式を適用，ディラックの δ 関数の方法を援用して現実の坑井に当てはめ，その解を得た。

散乱γ線強度と次のパラメーター，すなわち，岩石密度，坑井を埋める液体の密度，坑井の半径，および線源と検出部との間の距離，との関係をみいだした。

§1. 予備的考察

ガンマーガンマ検層法は線源で岩石を照射したときの散乱γ線の強度の測定にその基礎を置く。5 MeV から数 10 KeV までのエネルギーをもつγ量子に対しては，軽い原子からなる物質を通過するときに基本的な役割を演ずるのは，Compton 効果による散乱とエネルギーの損失である。

5 MeV 以上のエネルギーの場合は，基本的な役割を演ずるのは，エレクトロン・ポジトロン対の形成である。数 10 KeV オーダー以下のエネルギーの場合は，光電効果である。

ガンマーガンマ検層（ГГК と略記）の場合は，1 MeV オーダーのエネルギーをもつ線源が利用され，一方，0.1 MeV以下のエネルギーをもつγ量子はガンマ検層器の外被の器壁を通らないから，ガンマーガンマ検層の諸関係は根本的には Compton 効果により決定される。

Compton 効果はγ量子とエレクトロンの弾性衝突を示す。この衝突は相対論的力学法則（すなわち，相対論的保存則）によるものと考えられる。この場合，γ量子は $h\nu/c$ に等しいパルスとエネルギー $\varepsilon=h\nu$ をもつ。ここに，h はプランクの常数，ν はヘルツで表わされる周波数，c は光速である。

エネルギーをディメンジョンのない単位，すなわち，エレクトロンの静止質量で表わそう。$\mathcal{H}$ で示すと，

$$\mathcal{H}=\frac{\varepsilon}{m_0c^2}=\frac{\varepsilon}{0.51}\approx 2\varepsilon.$$

ここに，ε は MeV で表わされる（m_0—エレクトロン静止質量）。

運動の初期の方向に対し θ の角度で散乱するγ量子のエネルギーに対しては，次式がなり立つ。（例えば，(1) を参照）。

$$\mathcal{H}'=\frac{\mathcal{H}}{1+\mathcal{H}(1-\cos\theta)} \qquad (1)$$

ここに，$\mathcal{H}$—衝突前のエネルギー

$\mathcal{H}'$—衝突後のエネルギー

このような散乱のエレクトロンの微分断面積は量子電気力学により求められており，（例えば (5) 参照）次式がそれである。

$$d\sigma=\frac{r_0^2}{2}\,\frac{[\mathcal{H}(1-\cos\theta)+\cos^2\theta][1+\mathcal{H}(1-\cos\theta)]+1}{[1+\mathcal{H}(1-\cos\theta)]^3}\,d\Omega \qquad (2)$$

*И. Г. Дядькин (1955) : К Теории гамма-гамма-кароттажа буровых скважин, Известия Академии наук СССР, Серия геофизическая, No. 4, p.323-331

ここに，

$d\sigma$—微分有効断面積，

$d\Omega=\sin\theta d\theta d\varphi$—$\gamma$ 量子散乱の立体角，

$r_0=e^2/m_0c^2$—エレクトロンの古典的半径(e—エレクトロンの電荷)。

この式は立体角 $d\Omega$ 内の散乱の確率を表わす。この確率は，γ 量子の運動方向に垂直な単位面積に単位時間当りに落ちる γ 量子の数とみなされる。

完全な有効断面積は Klein 仁科の式（(2) 参照）で与えられる（文献〔2〕参照)。

$$\sigma=\frac{3}{4}\sigma_0\left\{\frac{1+\mathscr{K}}{\mathscr{K}^3}\left[\frac{2\mathscr{K}(1+\mathscr{K})}{1+2\mathscr{K}}-\ln(1+2\mathscr{K})\right]+\frac{1}{2\mathscr{K}}\ln(1+2\mathscr{K})-\frac{1+3\mathscr{K}}{(1+2\mathscr{K})^2}\right\},\qquad(3)$$

ここに，$\sigma_0=\frac{8\pi}{3}r_0^2$—Bragg 散乱に対する Thomson 断面積（周波数の変化はない)。

文献〔2〕には σ/σ_0 のグラフが示されてある。

Compton 効果による吸収係数は Klein—仁科の断面積と関係がある。すなわち，

$$\mu_k=N_a Z\sigma,$$

ここに，

N_a—単位容量当りの原子の数。

Z—メンデレエフ表の原子番号。

μ_K のディメンジョンは cm^{-1}。

明らかに $N_a=\rho N/A$ である。

ρ—密度，N—アボガドロー数，A—原子量。

したがって，

$$\mu_k=\rho N\sigma\frac{Z}{A},\qquad(4)$$

容易に分るように，多くの軽い元素（これらで基本的には岩石が構成されている）に対する Z/A の値は½に等しいとみてその精度は充分である。例外はただ，水素で Z/A=1 である。

グラフでは通常，σ/σ_0 が採られることを考えると，最終的には，

$$\mu_k=\frac{N\sigma_0}{2}\rho\frac{\sigma}{\sigma_0}=0.198\rho\frac{\sigma}{\sigma_0},\qquad(5)$$

ρ はディメンジョン $gr\cdot cm^{-3}$ をもつ。

厚さ x の物質の層を透過する γ 量子束は，でる際に強度 $I=I_0e^{-\mu_k x}$ をもつ。ここに I_0—最初の強度。かくして，吸収係数は，物質の密度と γ 量子のエネルギーだけに依存する（乗数 σ/σ_0 による)。

ガンマ検層器の外被を構成している鉄に対する吸収係数を考察しよう。鉄は軽い元素に属さないから，Compton 効果と光電効果の両方を考慮しなければならない。

$\mathscr{K}=0.2$ に対し，(4)から $\mu_k=1.1cm^{-1}$ を得る。$\mathscr{K}=0.2$ で鉄の場合の光電効果による吸収係数は $\mu_\phi=2.06cm^{-1}$ に等しい。合計の吸収係数は，

$$\mu=\mu_k+\mu_\phi=3.16cm^{-1}.$$

ガンマ検層器の外被の器壁は 1 cm のオーダーの厚さをもつ。したがって，このエネルギーのガンマ線を $1/e^{+3.16}\approx1/20$ に弱める。

μ_ϕ はエネルギーの減少に伴い急速に増大するから（ほぼ，$\mu_\phi\sim\mathscr{K}^{-2.8}$ の法則による。文献〔3〕参照)，$\mathscr{K}=0.2$ 以下の（すなわち 0.1 MeV の）エネルギーをもつ γ 量子は，鉄の外被で護られている検出器に作用しないと考えることができる。

このため，吸収媒体における拡散方程式を $\mathscr{K}=0.2$ 以上のエネルギーをもつ γ 量子の空間分布の記述に利用することができると推論される。γ 量子がこの値より小さいエネルギーをもった場合には，γ 量子は「吸収された」と考えられる。なぜなら，鉄の外被内に置いてある計

数管に γ 量子は作用しないであろうから。

拡散方程式を利用するためには，γ 量子は微小の「小球」である。すなわち，量子力学法則により γ 量子が「塗り拡げられる」空間領域は，問題の解を決定する臨界寸法（例えば，γ量子の平均自由飛程，坑井の直径等）と較べて小さいということを考えなければならない。

よく知られているように，ハイゼンベルクの不確定性比により，波長のオーダーの直線の長さをもつ空間領域における γ 量子の発見の確率は零ではない（パルス自身のオーダーのパルスの不確定性を仮定するならば）。

周波数は，$\nu=2.42\varepsilon\cdot10^{20}$ ヘルツの関係により，MeV で表わされるエネルギーと関連があるから，エネルギー $\varepsilon=0.1$ MeV に対して，波長は $\lambda=\frac{c}{\nu}=\frac{3\cdot10^{10}}{2.42\cdot10^{20}\varepsilon}=10^{-9}$cm であり，これは，上記の臨界寸法よりも何オーダーも小さい。

§ 2. 問題の提示とその近似解法

問題を次のように提示する。

「坑井の軸上に約2（単位 m_0c^2)のエネルギーをもつ γ 量子の点源を与える。0.2 以上のエネルギーをもつ γ 量子の空間分布を求めよ。」

提示された問題は，「γ 量子の空間・エネルギー分布を求めよ」，というように示されたもつと一般的な問題とは異なるものである。この一般的な問題を解けば，ガンマ検層器の外被の器壁によるいろいろのエネルギーをもつ γ 量子の吸収のアンバランス，γ 量子計数管のエネルギー特性のアンバランスが明らかにされるであろう。しかし，上記に提示した問題も，検層器を透過する γ 線のスペクトルを充分に細分する鉄の外被の存在により，ガンマ—ガンマ検層の基本的な特性関係を示すことができる。鉄の外被は検層の際に，坑井を埋める液体の圧力から検層器を保護するのに必要である。

γ 量子の分布関数の連続性と2つの媒体の境界面における流束の連続性を表わす境界条件をもつ吸収媒体における拡散方程式を援用してこの問題を解いてみよう。このために，次の拡散のパラメーターを決定しよう。すなわち，γ 量子の平均寿命，平均自由飛程，拡散距離，および拡散係数である。

§ 3. 拡散のパラメーターの算出

エレクトロンと衝突するエネルギー $\mathscr{H}$ をもつ γ 量子が，t から $t+\Delta t$ の間の余弦値をもつ角だけ，自己の初期の運動方向からそれる確率を求めよう。(2)と(3)とから，

$$d\omega=\frac{3}{8(\sigma/\sigma_0)}\cdot\frac{[\mathscr{H}(1-t)+t^2][\mathscr{H}(1-t)+1]+1}{[1+\mathscr{H}(1-t)]^3}dt, \qquad (6)$$

ここに，$d\omega$—確率微分，$t=\cos\theta$ は -1 から $+1$ までの値をとる。われわれはこの確率の大きさを単位にとった。

拡散のパラメーターの算出は，基本的に文献〔3〕に依拠する。一つの衝突におけるエネルギーの平均対数損失を求めよう。$\xi=\ln\mathscr{H}_1-\ln\mathscr{H}_2$ だから（$\mathscr{H}_1$—衝突前のエネルギー，$\mathscr{H}_2$—衝突後のエネルギー，ξ—エネルギーの対数損失），

$$\bar{\xi}=\int_{-1}^{+1}\xi d\omega.$$

$\mathscr{H}_1$ の代りに $\mathscr{H}$ を，$\mathscr{H}_2$ の代りに(1)の $\mathscr{H}'$ を置換えると，

$$\xi=\ln\mathscr{H}-\ln\frac{\mathscr{H}}{1+\mathscr{H}(1-t)}=\ln[1+\mathscr{H}(1-t)],$$

積分して，$\bar{\xi}$ を求めると，

$$\bar{\xi}=\frac{3}{8\sigma/\sigma_0}\left\{\frac{1+\mathscr{H}}{(1+2\mathscr{H})^2}+\left[\frac{2}{\mathscr{H}^2}-\frac{1}{2\mathscr{H}(1+2\mathscr{H})^2}+\right.\right.$$

$$\left.\left.+\frac{\mathscr{H}^2-2\mathscr{H}-2}{2\mathscr{H}^3}\ln(1+2\mathscr{H})\right]\ln(1+2\mathscr{H})\right\}, \qquad (7)$$

次に，ふれの角の余弦の平均を求めてみる。明らかに，

$$\cos\theta = t = \int_{-1}^{+1} t\,d\omega.$$

積分すると，

$$\overline{\cos\theta} = \bar{t} = \frac{3}{8(\sigma/\sigma_0)}\left\{\frac{1}{\mathscr{K}^4}(\mathscr{K}^3-\mathscr{K}^2-6\mathscr{K}-3)\ln(1+2\mathscr{K}) + \right.$$

$$\left. + \frac{2}{\mathscr{K}^3(1+2\mathscr{K})^2}(-3\mathscr{K}^4+8\mathscr{K}^3+23\mathscr{K}^2+15\mathscr{K}+3)\right\}, \quad (8)$$

$\overline{\cos\theta}$ は0.36（$\mathscr{K}=2$ のとき）から0.07（$\mathscr{K}\approx 0.2$ のとき）までの値をとる。

衝突後に γ 量子のエネルギーが0.2以下になる衝突の平均数を決定しよう。$\bar{\xi}$ は衝突前のエネルギーに依存するから，平均衝突数は次の積分によって決定しなければならない。

$$\eta = \int_{0.2}^{2} \frac{d\mathscr{K}}{\bar{\xi}\mathscr{K}} \approx 5,2.$$

この積分の数値は求められる。γ 量子の平均寿命は，文献〔3〕によって，次のようにして決定される。衝突間平均時間は，

$$\overline{\Delta\tau} = \frac{1}{\mu_k c},$$

に等しい。なぜなら，$1/\mu_k$ が衝突間平均飛程だから，エネルギーの平均損失はほぼ $\overline{\Delta\mathscr{K}} = \bar{\xi}\mathscr{K}$ だから，$\overline{\Delta\tau}$ を $\overline{\Delta\mathscr{K}}$ で除すと，

$$\frac{\overline{\Delta\tau}}{\overline{\Delta\mathscr{K}}} = \frac{1}{\mu_k c\bar{\xi}\mathscr{K}}.$$

微分に直した後，平均寿命について，

$$\tau_0 = \int_{0.2}^{2} \frac{d\mathscr{K}}{\mu_k c\bar{\xi}\mathscr{K}} \approx \frac{49.4}{c\rho}[\mathrm{sec}].$$

この積分の数値も求められた。自由飛程の平均の長さは，

$$\bar{l} = \frac{c\tau_0}{\eta} \approx \frac{9.5}{\rho}[\mathrm{cm}].$$

さて，移動の長さ λ_t の平均を求めなければならない。このためには，エネルギーの2から0.2までの全区間における散乱の角の余弦の平均値を決めなければならない。エネルギーについて(8)を平均化する。平均は式：

$$\overline{\cos\theta} = \frac{1}{\eta}\int_{0.2}^{2} \overline{\cos\theta}\frac{d\mathscr{K}}{\xi\mathscr{K}} \approx 0.2.$$

によってエネルギーの平均対数損失から求められる。

しかるとき，移動の長さは次のようになる。

$$\lambda_t = \frac{\bar{l}}{1-\overline{\cos\theta}} \approx \frac{11.9}{\rho}[\mathrm{cm}].$$

拡散係数は

$$D = \frac{1}{3}\lambda_t c = 3.97\frac{c}{\rho}[\mathrm{cm^2 sec^{-1}}].$$

拡散距離は

$$L = \sqrt{D\tau_0} \approx \frac{14.0}{\rho}[\mathrm{cm}].$$

§ 4. 線源が均質媒体にあるとき

坑井の直径がきわめて小さいなら，このような場合は似た形で現実の条件の下に起る。

座標原点に線源をもつ定常状態に対する吸収媒体における拡散方程式は，

$$V^2 n - \frac{n}{L^2} = -\frac{1}{D}\delta(R), \tag{9}$$

$\delta(R)$—ディラックの δ 函数，V^2—ラプラスの演算子，n—γ 量子密度（単位容積当りの γ 量子の数）。この方程式の解は知られている（文献〔3〕参照）。

$$n = \frac{Q}{4\pi D}\frac{e^{-R/L}}{R}, \tag{10}$$

Q—線源強度，R—任意の点から線源までの距離。

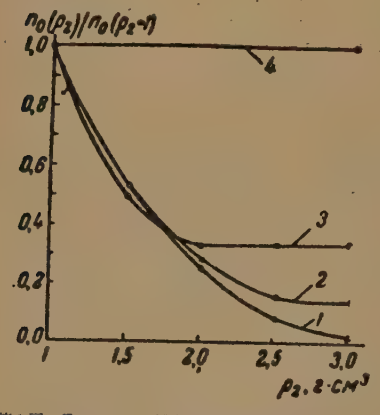
式 (10) は γ 量子の定常密度を表わす。検層器は電気回路をもつ放電計数管で γ 量子の強度，すなわち，単位時間にはいる γ 量子の数を測定する。

単位容積当り単位時間に n/τ_0 の γ 量子が吸収される。τ_0 はきわめて小さな値（10^{-9} 秒オーダー）であるから，1 秒間に単位容積にはいる γ 量子はすべて吸収されるものと考えられる。したがって，単位時間，単位容積当り n/τ_0 の γ 量子が入るものと充分考えることができる。この強度に比例する値を測定するのが検層器である。

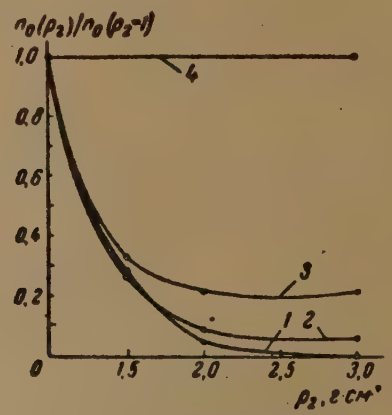
かくして，$D\tau_0 = L^2$ であることを考えると，強度 n_0 は

$$n_0 = \frac{n}{\tau_0} = \frac{Q}{4\pi L^2}\frac{e^{-R/L}}{R} = \frac{Q}{780\pi}\rho^2\frac{e^{-\rho R/14}}{R}. \tag{11}$$

全容積にわたる n の積分は線源強度に等しいという条件から式 (10) の指数の係数を決めるならば，同様の結果を得るであろう。この点は後で利用される。線源から距離 R のところに点状の計測器があるものと仮定しよう。この場合，R を探査域と呼ぼう。次の理由により，小さな探査域（$R<L$）は考察からはずすことにする。距離が，L と僅かしか違わない自由飛程の長さと較べて，短い場合には，拡散理論は意味をなさない。なぜなら平均の γ 量子はこのような距離では 1 回も衝突しないからである。その他，技術的な理由からも，このような探査域は起り難い。



第 1 図　Z = 40cm の場合の相対強度と密度 ρ_2 との関係



第 2 図　Z = 60cm の場合の相対強度と密度 ρ_2 との関係

$R > L_0$ のときは，法則 $\rho^2 e^{-\rho R/14}$ により，n_0 は ρ の増大につれて減少する。この値のグラフを第 1 図と第 2 図（曲線 1）とに示す。ρ の変化の区間は 1 から 3gr/cm³ までである。なぜなら，実にこの限界内で岩石の密度の値は変動するのであり，とくに 2 から 3gr/cm³ の区間で変動するのがもっとも多いからである。これらのグラフ（第 1 図と第 2 図）から明らかなように，ρ の増大につれて強度は低下する。探査域がもっと大きいと，密度の全区間にわたってこの低下はさらに激しく，また，不規則である。それゆえ，あまりに大きな探査域は使ってはならない。

均質媒体における線源強度は，坑井の半径が自由飛程の平均の長さより短いならば，おそらく，現実の坑井における強度をよく近似するであろう。

§ 5. 線源が円柱面上にあるとき

解が角の座標に依存しない場合を考察しよう。この場合の吸収媒体における拡散方程式は，

$$V^2n-k^2n=-Q(r,z), \tag{12}$$

ただし，

$V^2=\frac{\partial^2}{\partial z^2}+\frac{\partial^2}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}$ —円柱座標におけるラプラスの演算子，

$k=1/L$ （L—拡散距離），

r—半径の座標，

Z—軸の座標，

$Q(r,z)$—線源強度。

半径 a の円柱面上に線源が存在する場合には，

$$Q(r,z)=f(z)\frac{\delta(r-a)}{2\pi a}, \tag{13}$$

ただし，

$f(z)$—円柱面の軸方向への線源の分布を表わす関数

$\delta(r-a)$—ディラックの δ 関数。

したがって，

$$\delta(x)=\begin{cases}0 & x=0;\text{のとき},\\ \infty & x=0;\text{のとき},\end{cases}\quad \int_{-\infty}^{\infty}\delta(x)dx=1;\quad \int_{-\infty}^{\infty}f(x)\delta(x)dx=f(0),$$

δ 関数による文献〔4〕の微分方程式の解法を使ってみよう。$f(z)$ を次の形で表わす。

$$f(z)=\int f(z')\delta(z-z')dz' \tag{14}$$

（積分限界が記されていないときは，とくにことわらない限り，積分は$-\infty$から$+\infty$まで。）

積分表示すると，

$$\delta(z-z')=\frac{1}{2\pi}\int e^{i\alpha(z-z')}d\alpha; \tag{15}$$

r に関する δ 関数を次のように書く。

$$\delta(r-a)=a\int_0^{\infty}J_0(ma)J_0(m\alpha)mdm,$$

ここに，$J_0(x)$ は第1種零次ベッセル関数である。

かくして，

$$V^2n-k^2n=-\frac{1}{4\pi^2}\int dz'\int d\alpha f(z')e^{i\alpha(z-z')}\int_0^{\infty}J_0(ma)J_0(mr)mdm, \tag{16}$$

演算子 (V^2-k^2) は r と z の座標にのみ有効である。したがって，

$$(V^2-k^2)e^{i\alpha z}J_0(mr)=(-\alpha^2-m^2-k^2)e^{i\alpha z}J_0(mr),$$

なぜなら，ベッセル方程式により，

$$\frac{\partial^2}{\partial r^2}J_0(mr)+\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}J_0(mr)=-m^2J_0(mr),$$

となるからである。

(16)に演算子 (V^2-k^2) で記号による割算を施すと，(12) の方程式の解を得る（同次方程式の解までの精度をもって）

$$n=\frac{1}{4\pi^2}\int dz\int d\alpha f(z')e^{i\alpha(z-z')}\int_0^{\infty}\frac{mJ_0(ma)J_0(mr)}{k^2+\alpha^2+m^2}dm, \tag{17}$$

後半の積分は文献〔7〕で求めることができる。それは，

$$\Phi=\begin{cases}K_0(a\sqrt{\alpha^2+k^2})\,I_0(r\sqrt{\alpha^2+k^2}) & r<a\ \text{のとき}\\ K_0(r\sqrt{\alpha^2+k^2})\,I_0(a\sqrt{\alpha^2+k^2}) & r>a\ \text{のとき}\end{cases} \tag{18}$$

ただし，$k_0(x)$ と $I_0(x)$ とは純虚数偏角の場合の零次ベッセル関数である。$f(\alpha)$ を

$$f(\alpha)=\int e^{-i\alpha z'}f(z')dz';$$

とすると，拡散方程式の解は，

$$n=\frac{1}{4\pi^2}\int e^{-i\alpha z}f(\alpha)\Phi d\alpha, \tag{19}$$

となる。

特殊の場合，すなわち，座標原点に点源のある場合を考察しよう。しかるとき，$f(z)=A\delta(z)$，ただし，Aは常数である。

この場合，a は $r>a$ のときの式(18)において零に等しく置かねばならない。$I_0(0)=1$であるから，

$$n=\frac{A}{4\pi^2}\int e^{i\alpha z}K_0(r\sqrt{\alpha^2+k^2})d\alpha=\frac{A}{4\pi}\frac{e^{-k\sqrt{r^2+z^2}}}{\sqrt{r^2+z^2}}, \tag{19'}$$

この積分は次の積分から求められる（文献〔6〕参照）

$$\int_{-\infty}^{\infty}e^{izt}H_0^{(1)}(r\sqrt{\alpha^2+t^2})dt=-2i\frac{e^{i\alpha\sqrt{r^2+x^2}}}{\sqrt{r^2+x^2}},\quad 0\leqslant\arg\sqrt{\alpha^2-t^2}<\pi,$$

$$0\leqslant\arg\alpha<\pi,$$

ただし，$\alpha=ik$（k は実数），r と x は現実の数値を表わす。

この解は均質媒体における点源の場合の解と一致する。

§ 6. 媒体が円柱面で二分されたとき

点源が座標原点にある（$z=r=0$）と考えよう。内側の媒体を添字 1 で，外側の媒体を添字 2 で表わす。両者は半径 a の円柱面で分割されている。

境界条件は，流れが Dgrad n に等しく，D が ρ^{-1} に比例するということを考えると，次のように書かれる。

$$n_1=n_2,\quad \frac{1}{\rho_1}\frac{\partial n_1}{\partial r}=\frac{1}{\rho_2}\frac{\partial n_2}{\partial r}\quad r=a\ \text{のとき。} \tag{20}$$

外側の媒体が存在しないと，解は式（19′）の形に書かれる。境界条件を満足させるために，文献〔4〕に従って，かりの面線源（差当り未知）を導入し，次の形の解を求める。

$$n_1=B\int e^{i\alpha z}K_0(r\alpha_1)d\alpha+B\int e^{i\alpha z}f_1(\alpha)I_0(r\alpha_1)d\alpha,$$

$$n^2=B\int e^{i\alpha z}f_2(\alpha)K_0(r\alpha_2)d\alpha, \tag{21}$$

$$\alpha_n=\sqrt{\alpha^2+k^2_n},\quad n=1,\ 2,$$

B は r と z には依存しない。

ここで，われわれは，r に依存しない乗数 $K_0(a\alpha_1)$ と $I_0(a\alpha_2)$ とをそれぞれ，未知の関数 $f_1(\alpha)$，$f_2(\alpha)$ に含ましめた。境界条件からそれらを求めなければならない。式（20）に式(21)を代入，かつ，

$$I_0'(x)=I_1(x),\qquad K'_0(x)=-K_1(x)$$

を考え，次に等式(20)の両辺の被積分関数を等しいと置くと，

$$BK_0(a\alpha_1)+Bf_1(\alpha)I_0(a\alpha_1)=Bf_2(\alpha)K_0(a\alpha_2),$$

$$\frac{1}{\rho_1}\left[-B\alpha_1K_1(a\alpha_1)+Bf_1(\alpha)\alpha_1I_1(a\alpha_1)\right]=-\frac{1}{\rho_2}Bf_2(\alpha)\alpha_2K_1(a\alpha_2),$$

$f_1(\alpha)$，$f_2(\alpha)$ についてこの連立方程式を解くと，

$$f_1(\alpha)=\frac{-\rho_1\alpha_2K_0(a\alpha_1)K_1(a\alpha_2)+\rho_2\alpha_1K_1(a\alpha_1)K_0(a\alpha_2)}{\rho_1\alpha_2I_0(a\alpha_2)K_1(a\alpha_2)+\rho_2\alpha_1I_1(a\alpha_1)K_0(a\alpha_2)},$$

$$f_2(\alpha)=\frac{\rho_2}{a}\frac{1}{\rho_1\alpha_2I_0(a\alpha_1)K_1(a\alpha_2)+\rho_2\alpha_1I_1(a\alpha_1)K_0(a\alpha_2)}. \tag{22}$$

次に，全容積にわたる n の積分は線源強度に等しく，かつ0から a までの n の値の区間では，n_1 をとり，a から∞までは $-n_2$ をとらねばならないという条件から，係数 B を見つけてみよう。式(22)を式(21)に代入し，全容積にわたって n を積分すると，

$$B=-\frac{Q}{4\pi^2}\cdot\frac{I_0(ak_1)K_1(ak_2)+I_1(ak_1)K_0(ak_2)}{L_1^2[I_0(ak_1)K_1(ak_2)+I_1(ak_1)K_0(ak_2)]+(L_1L_2-L_1^2)K_1(ak_2)} \qquad (23)$$

$\rho_1=\rho_2$ であると（$a\to 0$ あるいは $a\to\infty$ に同じ）式(23)は均質媒体に対応する $B=Q/4\pi^2L_1^2$ の値を与える。

坑井（$r=0$）の軸に沿う強度分布は，$f_1(\alpha)$ が偶関数であることに注目すれば，

$$n_0=B\pi\left\{\frac{e^{-z/L_1}}{z}+\frac{2}{\pi}\int_0^\infty f_1(\alpha)\cos\alpha z\,d\alpha\right\}, \qquad (24)$$

第1図と第2図とに，相対強度 $n_0(\rho_2)/n_0(1)$ と外側媒体の密度との関係を示した（$Z=40$ cm，$Z=60$cm のとき）。曲線 1-4 は，坑井の半径が $a=0$，7，14cm および ∞ の場合について，それぞれ，作成されたものである。

これらのグラフから明らかなように，相対強度と密度との関係は非線型であり，指数型である。小さな区間においてのみ，とくに小さな密度に対しては，上記の関係は線型近似が可能である。密度が大きいと，強度は坑井の半径が増大するにつれて，増大する。岩石の直径と密度が大きくなると，強度の，密度に対する依存度は弱まる。このことは物理的判断からも明らかである。

曲線は，坑井を埋める液体の密度 ρ_1 が 1gr/cm^3 に等しい場合のものである。$\rho_1>1$ となると，曲線は右にずれ，その特性の変化は小さくなる。

結　論

ガンマーガンマ検層により，ボーリングの際に通過する岩石の密度—それは岩石の組成と孔隙率とに関係する—を決定することができる。

ガンマーガンマ検層では次の法則性がなり立つ：

1) 15～20cm 以上の探査域では，散乱放射線強度は密度の増大につれて低下し，かつ，この低下は探査域が大きいと，さらに激しくなる。
2) 強度は探査域が大きいと，指数型に低下する。
3) 坑井の半径が大きいと，強度の，岩石密度に対する依存度は弱く，とくに，坑井を埋める液体の密度に較べて岩石の密度が大きい場合には，依存度は弱い。

トラスト「バシニェフチェゲオフィズィカ」

（1954年3月23日脱稿）

文　献

1. Шпольский Э. В., Атомная физика, т. Ⅰ, ГИТТЛ, М.—Л., 1950.
2. Шпольский Э. В., Атомная физика, т. Ⅱ, ГИТТЛ, М.—Л., 1950.
3. Научные и теоретические основы ядерной эпергетики, под ред. К. Гудмена, т. Ⅰ, ИИЛ, М., 1950.
4. Иваненко Д. и Соколов А., Классическая теория поля (новые проблемы), ГИТТЛ, м.—Л., 1950.
5. Соколов А., Иваненко Д., Квантовая теория поля, ГИТТЛ, М.—Л., 1952.
6. Рыжик И. М. и Градштейн И. С., Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений, ГИТТЛ, М.—Л., 1951.
7. Ватсон Г. Н., Теория бесселевых функций, ИИЛ, М., 1949.

講演要旨*

節理の成因と節理系調査の意義

平山・垣見（地球科学1965年5月号）の批判に答える

星野一男

要旨

1) 最近，燃料部内で来年度新規特研計画の立案があり，その際一部の人から平山・垣見（1965）を根拠に，従来 fracture 一研究者の間で広く行なわれているシュミットネットによる統計的解析法は無役であるとの発言があった。平山・垣見（1965），地層中の応力場の解析法とその実例について，地球科学78号，23—31頁は，序で「……意地のわるい見方をすれば……（従来の方法では）……統計的処理によって適当な間隔をおいたポイント集中部が2つ現われた場合にはじめて（共軛セット）とみなしうるにすぎない……」と述べている。

2) 平山・垣見が“統計的解析法”の代りに使ったものは，露頭で共軛セットをなしている断層をみいだし，主応力方向を求める方法である。もしも，露頭で豊富な共軛セットがみいだされれば，すぐにその場所の主応力方向が求められ非常に便利であることは議論をする余地のないことである。しかし実際の露頭にはこのような理想どおりの“共軛セット”はきわめて少ないのが事実である。筆者は6年来，常磐・釧路・北九州の諸炭田，新潟・秋田・関東の油田地帯の fracture を調査しているが，共軛セットのみで fracture 解析のできる事例は絶無であった。

3) 筆者は平山・垣見が今回例示したような小露頭に沢山の“共軛セット”が作られるのは，小断層の非常に多く発達する，ある特定の環境下に作られた岩層のみではないかと考える。たとえば，新潟県の中央油帯では椎谷，西山，灰爪，魚沼層群が地表でみられるが，小断層がよく発達しているのは椎谷層の砂岩・頁岩互層部のみであり，西山以上，ことに西山層中位以上にはきわめてまれである。しかも椎谷層の断層すら露頭で確認できる“共軛セット”は，きわめて少ない。

また，筆者は房総半島中部で清澄，天津から梅ケ瀬，大田代層までの fracture をみたことがあるが，調査露頭21点中，はっきり“共軛セット”をみたのは2カ所のみであり，しかも2カ所のセットは性向から明らかに異種のものである。

4) 筆者は以上の“共軛セット”を「露頭で(1)相互に切りつ切られつしていて，(2)変位のセンスが shear fracture の対応する2面の変位方向と同一のもの」の2点が確認された fracture の意味にとり，(1)が確認されず(2)のみの条件を満足するものを“ペアーセット”として区別しておく。平山・垣見は(1)(2)の条件を満足している“共軛セット”でなければ主応力分布を求めることはできないと主張しているが，筆者は以上に述べたような体験から“共軛セット”のみにこだわるならば適用できるフィールドは非常に限定されるであろうことをおそれる。

5) しからば“共軛セット”が利用できないフィールドで，これとこれがペアーセットであるとか，これは extension であるとかいうグループ分類を含む fracture 解析を行なうにはどうすればよいか。実はここが fracture “学”の出発点であり，fracture 調査法の目指す第1の目的といってよい。もはや，新しいとはいえない fracture 研究史の多くの論文は大なり小なり結局においてはこの疑問を解決することを目的としている。平山・垣見が意地のわるい目でこれらの成果を眺め，どのような感想を抱いたにしても自由だが，彼らが“共軛セット”そのものを研究テーマとするのならばともかく，fracture によっていろいろなフィールドの造構発達を解析しようとしているのならば，いずれ先人たちが進んで行った“出発点”の関頭に立っている自身をみいだすに違いないと思う。

6) 講演は次のようなサブテーマと順序で行なった。

1. 節理の形成機構
   - 1.1 割れ目の形態分類と成因分類
   - 1.2 形態分類と成因分類との対応
   - 1.3 ペアーセットと共軛セット
2. 割れ目の規則性
   - 2.1 群（set）と系（system）野外調査の基準
   - 2.2 構造要素との関係
   - 2.3 代表的構造形態と割れ目系
3. 割れ目調査の意義
   - 3.1 割れ目系の pattern と主応力方向
   - 3.2 統計的調査の意義
   - 3.3 共軛セット利用の限界

1. で割れ目のフィールド分類と実験室分類との対応を行ない，多数の共軛セットが集中する現象は shear fracture が brittle から ductile への転移点付近の状態下で作られたときにできる“network shear”に似ていてある特殊の変形状態を示すものではないかということ。2. で統計的に割れ目を解析する場合の基礎原理は平行性と構造要素との関係であること。3. で割れ目調査が全体的に

* 月例研究発表会講演要旨。昭和41年9月13日本所において開催。

て，統計的方法の利点と共軛セットのみ使用する場合の限界を例示して述べた。（燃料部）

ドイツ連邦地質調査所における一年を顧みて

——機構および調査活動を中心にして——

神戸信和

演旨

私は幸いにドイツ連邦地質調査所の招きにより，1964年度科学技術庁パートギヤランティー留学生として“中古生代の層序学的古生物学的研究”の目的でドイツ連邦地質調査所へ出張を命ぜられ，1964年12月13日羽田をたち1年間の滞独研究を終えて，1965年12月末帰国した。

西ドイツへの途中，1964年12月14日から22日にわたって，インド・ニューデリー市で行なわれた第22回万国地質学会議に出席した。

西ドイツへ入国当初2カ月間，ゲーテ・インスティチュートでドイツ語の再教育をうけ，1年間の滞独研究への効果は大きかった。

ドイツ連邦地質調査所滞在中，地質調査所の事業をはじめとして，ドイツ地質学会春季大会，117回総会，32回北西ドイツ地質学会研究協同体会議，国際水理地質学会に参加し次のような調査研究を実施した。

a）ハルツ山塊および周辺における古生界の研究
b）ザール地方における古生界の研究
c）ニーダーザクセン地方における中古生界の研究
d）北欧における大陸氷河の研究
e）ニーダーザクセン地方における湖沼地質学の研究
f）コノドント化石の層序学古生物学的研究
g）南アルプス地方における中古生界の研究
h）西独における工業用水に関する知見

ドイツ連邦地質調査所は西独政府唯一の地質調査研究機関で　通産省に所属している。ハノーバー市にあるドイツ連邦地質調査所は科学官52名，研究員16名，技術官15名，技術員64名，事務官11名，事務員29名，雇傭員24名の計211名の職員をようしている。機構は所長，副所長，3局　7部，33課制である。後進国への対外援助を中心とした外国局は企画課，基礎科学課，鉱床・石炭調査課，石油・ガス調査課，水理地質課，外国科学者研修課からなる専門部と，ヨーロッパ課，アメリカ課，アフリカ課，中近東課，東アジア・オーストラリア課からなる外国部に分かれる。内外の実験研究を中心とした実験研究局は岩石・鉱石研究課，石炭・石油研究課，水・土壌研究課，地球化学特別研究課，鉱物学・岩石構造学研究課からなる鉱物化学研究部と，一般地球物理学研究課，放射能研究課，岩石物性研究課，応用地球物理学研究課，宇宙物理学研究課，海洋物理学探査研究課からなる地球物理学研究部に分かれる。内外の調査研究と相談業務を中心とした調査研究局は普通地質課，写真地質・天体地質課，海洋地質課，古生物・博物館課，土壌地質課，鉱物・岩石構造課からなる調査研究部と，外国地質相談課，国内地質相談課，国防地質相談課，地質工学課，資料課からなる相談部に分かれる。このほかに管理部がある。

ドイツ連邦共和国の各州には独自に調査研究を行なっている Schleswig-Holstein 地質調査所，Hamburg 地質調査所，Niedersachsen 地質調査所，Nordrhein-Westfalen 地質調査所，Hessen 地質調査所，Rheinland-Pfalz 地質調査所，Saarland 地質調査所，Baden-Wuerttemberg 地質調査所，Bayern 地質調査所がある。

ハノーバー市にあるドイツ連邦地質調査所のある建物には Niedersachsen 地質調査所があり，科学者80名，技術者73名，事務職員37名の計190名をようしている。機構は地球物理部，石油燃料部，土壌地質部，地質図幅部，鉱床部，水理地質部および独立課である古生物課，工学地質課，資料課，出版課，製図課，管理課からなる。

ドイツ連邦地質調査所は連邦政府唯一の地質調査研究機関であり，Niedersachsen 地質調査所は Niedersachsen 州の地質調査研究機関であるが，両地質調査所は非常に緊密な関係にあって，これらの組織間の科学者の交流さえ行なわれている。

ドイツ連邦地質調査所の機構および調査研究活動を中心にして，図表ならびにカラースライド150枚により説明した。（地質部）

地質調査所月報　第17巻　第11号　目次

報　文

北海道東部“豊頃—北見帯”の新第三系
——津別—本別間の新第三系層序について——

滋賀県安曇川扇状地の地下水

山形県下のヘリウム資源について

概　報

秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について（その2）

資　料

若干の地質系，統の境の年代をきめるための資料

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本135番地　電話（044）83—3171番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話（341）7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（61）4465番
仙台駐在員事務所	仙台市外記丁105番地（仙台合同庁舎内）　電話（21）4701番
名古屋駐在員事務所	名古屋市中区南外堀町6の1（名古屋総合庁舎内）　電話（941）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地　電話（941）3969番
広島駐在員事務所	広島市基町9番42号（広島通産局内）　電話（21）1945番
四国駐在員事務所	高松市花の宮町2丁目3～3（大工試四国支所内）　電話（3）3254番
福岡駐在員事務所	福岡市石城町14の10番地（通産省福岡合同庁舎内）　電話（28）6743番

昭和41年10月25日　印　刷
昭和41年10月30日　発　行

工業技術院地質調査所

印刷者　小宮山幸造
東京都新宿区天神町78番地
印刷所　小宮山印刷工業株式会社
東京都新宿区天神町78番地

© 1966　Geological Survey of Japan

U.D.C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke Sato, Director

Vol. 17 OCTOBER 1966 No. 10

CONTENTS

S. Maruyama, K. Onodera, K. Horimoto, H. Kawachi, K. Mukai, K. Ishibashi, S. Gotō, T. Nakagawa, M. Sasaki & I. Aoki: On the Geology of the Uppermost Layers of Recent Sediments and Iron Sand in the Southern Half of Kimitsu Bay, the Mouth of Tokyo Bay..... 1 (603)

K. Yazaki, K. Kageyama, M. Miyashita & Y. Suzuki: Geology of Hachimantai District, Kazuno-gun, Akita Prefecture (No. 1) 22 (624)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 17, No. 10, 1966